



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



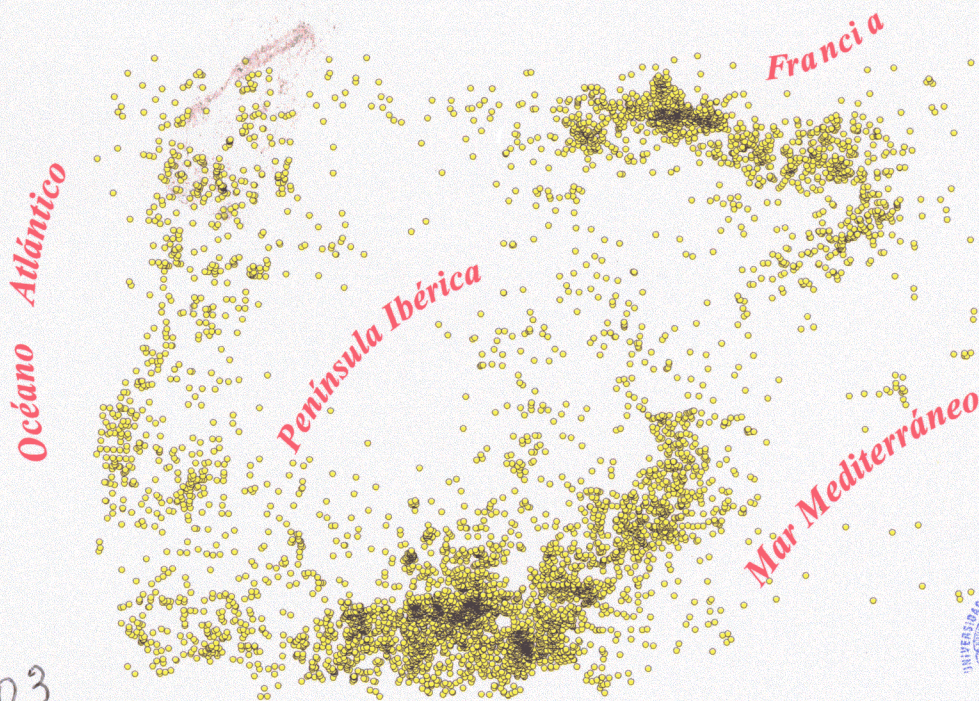
5309948844



Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

*Neotectónica y Tectónica Activa  
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia  
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*



R 10.903

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
FACULTAD CC. GEOLÓGICAS  
BIBLIOTECA

5-5

José J. Martínez Díaz

Madrid Noviembre 1998



**Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas**

**Universidad Complutense de Madrid**



*Tesis Doctoral*

***Neotectónica y Tectónica Activa  
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia  
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)***

**José J. Martínez Díaz**

**Madrid, Noviembre 1998**











**A mi familia**







**Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas**

**Universidad Complutense de Madrid**



***Tesis Doctoral***

***Neotectónica y Tectónica Activa  
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia  
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)***

**José J. Martínez Díaz**

**Madrid, Noviembre 1998**

**Director:**

**José Luis Hernández Enrile**

**Catedrático de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas**

**Universidad Complutense de Madrid**







Los estudios conducentes a la realización de esta tesis doctoral han sido llevados a cabo en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense de Madrid, gracias a la financiación de los proyectos: *Segmentación Tectónica de fallas Activas en el Sureste de la Cordillera Bética (Murcia, Almería y Alicante): Contribución a la Determinación del Riesgo Sísmico* (Financiado por la Fundación Ramón Areces), y *Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia*, (Financiado por la CICYT: proyecto AMB97-0523).





*Al Arzobispo de Cosenza.*

*Aseguras que la mitad de esa curia romana siente una gran complacencia cuando les muestras mis cartas —escritas en el idioma que sea— desde estas últimas regiones del mundo. Y dices que, de lo contrario, vivirían en azumbras y en ignorancia de estas noticias de Occidente, porque nadie bajo el Hespero se toma este cuidado. Así, pues, ahí lleváis lo que la ira de los astros, de los terremotos y de los rayos, ha dejado caer en estas regiones, abriendo de par en par y dejando vacíos los arsenales del cielo. Sabes que Almería —algunos quieren que se diga Abdera— es una población marítima muy famosa en el reino de Granada. El terremoto ha sacudido la ciudadela y su insigne templo catedral, juntamente con todos los conventos, derribándolos por tierra y lanzando en pedazos sus sillares. ¡Qué horror! ¡Qué desgracia inaudita! Al derrumbarse la mole de las iglesias cogió a muchos sacerdotes que celebraban los divinos oficios, y el hundimiento de las casas aplastó a los padres con los hijos, a los señores con los criados, y los sepultó vivos en sus propias moradas. ¿Cuándo ha sucedido un caso horrible semejante? De entre los edificios de la ciudad entera apenas si escaparon vivos dos; otros dicen que uno, supuesto que el otro ha quedado cuarteado. Cuanto mayor y más sólida era la estructura de las casas, con tanta más facilidad caen al ser sacudidas. Conjetura cuál sea el llanto de los supervivientes, cuáles los lamentos de los niños y mujeres entre tanta calamidad. Y no paró en esto la furia. Por los valles de las montañas cercanas a aquella desgraciada ciudad — región*

vulgarmente llamada de las Alfujarras- se desliza un río de fácil vado todo el año, fuera de las épocas de tormentas. Sus riberas estaban pobladas de pueblecitos, municipios y aldeas, al amparo de la fertilidad de su suelo y la templanza de su clima, hasta el extremo de que parecían disfrutar de un perpetuo otoño. Aquel temporal lo redujo todo a polvo. Muy pocos pueblos escaparon de él, y los que sobrevivieron, atónitos ante tal desgracia, tienen el cielo por techo de sus casas.

Dicen que han quedado devastados en esta región unos ochenta lugares. La misma Granada, capital del reino, no escapó indemne de esta desgracia. Tembló la real mansión de la Alhambra, maravilla de construcción. Sus principales torres se cuartearon con descomunales aberturas. La magnífica capilla, sepulcro de los Reyes Católicos, contigua a la catedral, si no se hundió, a duras penas escapó de la ruina.

Con la sacudida cayeron muchas de sus piedras, y ahora está al descubierto con inmensas troneras. La ciudad ha sufrido también quebranto en algunas de sus casas. Lo mismo cuentan de Baza, otra ciudad del reino.

Con tal furor fueron sacudidos los campanarios, que sin tocarlas mano alguna sonaron por sí solas las campanas. Oye otra cosa no menor, si no tan desgraciada, al menos admirable: Hay en la ciudad de Guadix, también del reino de Granada, un camino que va a Almería por entre vastas rocas y montañosas escabrosidades. En el sacudimiento de los montes se han juntado dos peñascos, y hay que buscar el camino por otro sitio.

Dicen que en otros montes de las Alfujarras, de una roca, en un lugar donde jamás se había visto agua, ha brotado una fuente más negra que la pez, de un caudal más grueso que el brazo de un hombre. ¿Qué decir de Vera —otra ciudad del reino— que el año anterior padeció igual sacudida? Se estremecen de horror las entrañas al narrarlo. No quedó en pie

*ninguna casa, ni rastro alguno de su fortificado castillo. Todo se convirtió en un desierto, como si allí nunca hubiese habido nada. En otros sitios la tierra se tragó otras cosas sin dejar vestigio alguno, como insignes autores nos transmitieron en sus escritos aconteció a muchas islas que se sumergieron en el mar.*

*Escucha ahora lo que ha sucedido en las islas Casitérides, a las que el portugués, su actual poseedor llama Islas Azores. Dicen que una de ellas, sacudidas por un terremoto, ha saltado a lo alto. Parte de ella ha sido devorada por el mar, y parte, con sus selvas y montes cubiertos de árboles, ha sido proyectada a muchas millas de distancia. En otras de las islas aseguran que un monte desprendido poco a poco de su sitio ha sepultado a la célebre población de Villarreal sin dejar vestigio alguno. Las demás únicamente sufrieron las sacudidas con algún quebranto de las casas y de los moradores. Asimismo, en Africa, en los promontorios y acantilados, con horrendos rugidos del mar, ha dejado sentir sus efectos la ira del cielo. La misma Mauritania ha sufrido considerables daños en el interior. Todo esto tuvo lugar poco después del trece de septiembre. Jurgad qué parto nos traerá la preñex de estos portentos. De tan desagradable asunto ya hay bastante. Conservate bueno.*

*Desde Valladolid, donde tú viviste cubierto de gloria durante más de doce años, a 29 de septiembre de 1522.*





## Contenidos

	Pag.
Agradecimientos	xxiii
Presentación de la investigación realizada. Razones y objetivo general	1
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>5</b>
<b>1.1. Plan de presentación de la investigación</b>	<b>5</b>
<b>1.2. Marco geológico – Antecedentes</b>	<b>9</b>
1.2.1. Marco geodinámico	11
1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica	11
1.2.1.2. Dinámica cortical actual	11
1.2.2. Cordillera Bética	15
1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales neógeno-cuaternarios	15
1.2.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética	17
1.2.2.3. Resumen	21
<b>1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad</b>	<b>23</b>
<b>1.4. Objetivos del estudio</b>	<b>29</b>
<b>1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico</b>	<b>33</b>
<b>1.6. Marco Metodológico</b>	<b>37</b>
<b>1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas</b>	<b>43</b>
1.7.1. Plan metodológico	45
1.7.2. Metodologías concretas aplicadas	46
1.7.2.1. Neotectónica – Paleosismicidad	46
1.7.2.2. Sismología – Sismotectónica	51
1.7.2.3. Geofísica – Mecánica cortical	51
1.7. 3. Estructura de presentación de la investigación en función de las metodologías aplicadas	53
<b>Referencias del Capítulo 1</b>	<b>55</b>

<b>2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO</b>	<b>63</b>
<b>2.1. Situación y antecedentes locales</b>	<b>67</b>
<b>2.2. Análisis de la cartografía regional</b>	<b>73</b>
2.2.1. Descripción general	75
2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales	75
2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas	77
2.2.4. Resumen	80
<b>2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia</b>	<b>81</b>
<b>2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM</b>	<b>85</b>
2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales	87
2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM	87
2.4.2.1. Depósitos neógenos y deformaciones sinsedimentarias del borde SE de la cuenca de Lorca y Sª de La Tercia	88
2.4.2.2. Depósitos cuaternarios del borde Norte de la depresión del Guadalentín	97
2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana	102
2.4.4. Tectónica postpliocena en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y cinemática	107
2.4.4.1. Deformación de las terrazas fluviales del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (PL)	108
2.4.4.2. Deformación de los abanicos y glaciares del Pleistoceno medio (P)	109
2.4.4.3. Deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Qp) y Holoceno (Qph)	109
2.4.4.4. Evolución tectónica postpliocena deducida de las estructuras menores	109
2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas	112
2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación.	121
2.4.6.1. Interacción neotectónica de fallas en el tramo Lorca-Totana de la FAM	121
2.4.6.2. Interpretación cinemática de los S <sup>mas</sup> de fracturación en el sector Lorca-Totana	124
2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa	125



2.4.7.1. Control tectónico de la red fluvial	125
2.4.7.2. Perfil longitudinal del Río Guadalentín	127
2.4.7.3. Análisis morfotectónico del modelo digital	127
2.4.7.4. Resumen y conclusiones	130
2.4.8. Resumen y Conclusiones cinemáticas principales	131
<b>2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM</b>	<b>133</b>
2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica	135
2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca	138
2.5.2.1. Afloramiento de la Rba. del Buitre	138
2.5.2.2. Afloramiento del trasvase	141
2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL	143
2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada la CSL	143
2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca	146
2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL	147
2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación. Surgencia del Cortijo del Roser	153
2.5.3.3. Discusión sobre de la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones. Intervalos de recurrencia.	154
2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL.	156
2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL	159
<b>2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa- Lorca y Alhama - Alcantarilla</b>	<b>161</b>
2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa - Lorca	163
2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales	163
2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia	165
2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector Huercal Overa-Lorca	166
2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente	172
2.6.1.5. Resumen y conclusiones	174
2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla	175
2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes	175
2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia	176
2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM	177
2.6.2.4. Análisis e interpretación morfotectónica	177
2.6.2.5. Resumen y conclusiones	180
<b>2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas</b>	<b>181</b>

2.7.1. Marco geológico y geofísico de la depresión del Guadalentín	183
2.7.2. Objetivos concretos del estudio gravimétrico y metodología aplicada	184
2.7.3. Información de subsuelo	185
2.7.4. Modelización	185
2.7.4.1. Modelización e interpretación estructural del perfil de Puerto Lumbreras	186
2.7.4.2. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Lorca	188
2.7.4.3. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Librilla	190
2.7.5. Resumen y discusión de las conclusiones obtenidas del estudio gravimétrico	191
<b>2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia</b>	<b>195</b>
2.8.1. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia como fuente sismogénica	198
2.8.1.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación	200
2.8.1.2. Resumen	202
2.8.2. Segmentación del sector Lorca-Totana como fuente sismogénica	203
2.8.2.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación	205
2.8.2.2. Resumen	208
<b>2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas</b>	<b>209</b>
2.9.1. Antecedentes, geometría y estructura	211
2.9.2. Materiales neógeno cuaternarios y tectónica sinsedimentaria	213
2.9.2.1. Materiales neógenos	213
2.9.2.2. Materiales pliocenos y cuaternarios	214
2.9.2.3. Evolución tectosedimentaria neógeno-cuaternaria	216
2.9.3. Estructura en profundidad	218
2.9.4. Fracturación secundaria y cinemática	219
2.9.4.1. Evolución cinemática durante el Mioceno superior	219
2.9.4.2. Cinemática cuaternaria y paleosismicidad	222
2.9.5. Resumen de las conclusiones principales acerca de la neotectónica de la falla de Las Viñas	227
2.9.6. Tasas de movimiento y sismicidad potencial asociadas a la falla de Las Viñas	228

<b>2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica de la FAM y su entorno</b>	<b>229</b>
2.10.1. Antecedentes	231
2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno	234
2.10.3. Comentario sobre el efecto de <i>porpoising</i>	243
<b>Referencias del Capítulo 2</b>	<b>245</b>

### **3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA**

<b>3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional</b>	<b>259</b>
3.1.1. Situación y marco geológico	261
3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera	261
3.1.3. Antecedentes locales	267
3.1.4. Resumen de los antecedentes	274
<b>3.2. Análisis de la cartografía regional</b>	<b>277</b>
3.2.1. Descripción general	279
3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales	279
3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas	281
<b>3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario</b>	<b>283</b>
3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria	286
3.3.2. Conclusiones	288
<b>3.4. Estructuras neotectónicas deducidas en el Sur de Almería</b>	<b>289</b>
<b>3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías</b>	<b>295</b>
3.5.1. Marco geológico y cartografía realizada	297
3.5.2. Antecedentes locales	298
3.5.3. Estratigrafía y evolución neotectosedimentaria	300
3.5.3.1. Mioceno superior	300
3.5.3.2. Plioceno	301

3.5.3.3. Cuaternario	301
3.5.3.4. Evolución Tectosedimentaria	303
3.5.4. Estructuras de deformación neógeno-cuaternarias	303
3.5.4.1. Estructura del basamento	303
3.5.4.2. Estructura de los materiales del Mioceno superior	305
3.5.4.3. Estructura de los materiales pliocenos	305
3.5.4.4. Estructura de los materiales cuaternarios	307
3.5.5. Indicios de Paleosismicidad	311
3.5.5.1. Falla de la rambla de Balanegra	311
3.5.5.2. Falla de Peñarodada	311
3.5.5.3. Colapso de las quiebras	313
3.5.6. Análisis poblacional de la fracturación cuaternaria	315
3.5.7. Análisis morfotectónico del sector Adra-Berja-Dalías	316
3.5.7.1. Rasgos neotectónicos deducidos del modelo digital	316
3.5.7.2. Rasgos neotectónicos deducidos de la morfología fluvial	317
3.5.8. Tasas de movimiento durante el período neotectónico	319
3.5.9. Evolución neotectónica del sector Adra-Berja-Dalías. Resumen y conclusiones.	323
<b>3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el Sur de Almería.</b>	
<b>Modelos cinemáticos y dinámicos</b>	<b>327</b>
3.6.1. Evidencias regionales y locales	329
3.6.1.1. Evidencias cinemáticas	329
3.6.1.2. Evidencias dinámicas	329
3.6.2. Estructura y neotectónica del Mar de Alborán y estructura de la corteza	331
3.6.2.1. Estructura del borde Noreste del Mar de Alborán	331
3.6.2.2. Estructura cortical	332
3.6.2. Modelo cinemático	335
3.6.3. Modelo dinámico	339
3.6.3.1. Campo de esfuerzos extensional	341
3.6.3.2. Campos de esfuerzos compresivos	341
3.6.4. Discusión	343
<b>Referencias del capítulo 3</b>	<b>349</b>

<b>4. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA</b>	<b>355</b>
<b>4.1. Introducción</b>	<b>357</b>
4.1.1. Antecedentes	358
4.1.2. Objetivos concretos	359
4.1.3. Datos sísmicos utilizados	359
<b>4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno</b>	<b>365</b>
4.2.1. Sismicidad histórica	367
4.2.2. Sismicidad Instrumental: Estudio espacial y temporal	369
4.2.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Lorca	371
4.2.3.1. Análisis espacial y mecanismos focales	372
4.2.3.2. Interpretación tectónica	374
4.2.4. Resumen	375
<b>4.3. Sismotectónica del Sur de Almería</b>	<b>377</b>
4.3.1. Sismicidad histórica	379
4.3.2. Sismicidad Instrumental. Estudio espacio-temporal e interpretación tectónica	379
4.3.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Sierra Alhamilla (1984)	382
4.3.3.1. Análisis espacial	382
4.3.3.2. Interpretación tectónica	385
4.3.4. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Adra (1993-1994)	386
4.3.4.1. Análisis espacial	388
4.3.4.2. Análisis temporal	392
4.3.4.3. Interpretación mecánica y tectónica	393
4.3.5. Resumen	398
<b>4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos</b>	<b>399</b>
4.4.1. Corteza sismogenética	401
4.4.1.1. Anisotropías estructurales y características térmicas de la corteza en la zona de estudio	402
4.4.1.2. Control estructural y reológico de la sismicidad	404
4.4.1.3. Resumen	408
4.4.2. Mecanismos de Terremotos Compuestos e interacción de fallas activas	409
4.4.3. Mecanismos focales y modelos geodinámicos. Discusión	413

4.4.3.1. Mecanismos focales en la zona de estudio	416
4.4.3.2. Mecanismos focales en el entorno de la zona de estudio	416
<b>4.5. Conclusiones sismotectónicas</b>	<b>419</b>
<b>Referencias del Capítulo 4</b>	<b>423</b>
 <b><i>RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES SOBRE NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA OBTENIDAS EN ESTA TESIS</i></b>	 <b>429</b>
 <b><i>ANEXOS</i></b>	 <b>439</b>
Anexo1: Datos sísmicos	441
Anexo2: Datos geofísicos	449
Anexo3: Datos estructurales	459
Anexo4: Bibliografía utilizada en la cartografía de síntesis	465



# ***Agradecimientos***



## *Agradecimientos*

Deseo comenzar los agradecimientos por **José Luís Hernández Enrile**, director de esta Tesis Doctoral. Creo que ha sabido apoyar la investigación que fundamenta esta tesis, tanto desde un punto de vista material como desde un punto de vista científico. Tengo que destacar que desde su comienzo esta tesis estuvo apoyada por proyectos de los cuales él era y es el Investigador principal, y que en todo momento conté con los materiales y recursos (en la medida de lo posible) necesarios para la realización de esta investigación. Especialmente, quiero agradecerle el empeño que demostró y supo transmitirme en la realización y el análisis de aspectos cartográficos y de observaciones detalladas de campo como base para cualquier análisis estructural o interpretación tectónica. Han sido muchas las discusiones científicas que hemos tenido a lo largo de estos años y de todas pude extraer ideas o posibilidades interesantes y de directa aplicación en este estudio. Asimismo, agradezco las facilidades que supo darme, como Profesor Titular de las asignaturas de cuyas prácticas soy responsable, para poder compaginarlas de la mejor manera posible con los trabajos de investigación y elaboración de esta tesis. Desde un enfoque personal, le agradezco su constante apoyo y su continua y muy meritoria dedicación sin los cuales esta tesis no hubiese sido posible.

Quiero agradecer en segundo lugar a **Ramón Capote** por las valiosas discusiones sostenidas con él tanto en la zona de campo estudiada como en conversaciones de gabinete, las ideas que he podido extraer de ellas y por lo mucho que de su experiencia y conocimientos he podido aprender estos últimos años, así como por sus continuos ánimos.

Por otra parte, agradezco muy especialmente a mis compañeras **Meaza Tsige** y **Pilar Villamor** el apoyo sin descanso prestado, tanto desde un punto de vista científico, como en lo que es más importante, desde un punto de vista personal. Agradezco a Meaza sus ideas y consejos rebosantes de sentido común africano, y a Pilar su ayuda inestimable en los aspectos relacionados con la interpretación de estructuras paleosísmicas.

Agradezco a **Alan Hull** y a **Kelvin Berryman** por sus consejos y valiosas opiniones acerca de los estudios de paleosismicidad realizados en este trabajo. A **Richard H. Sibson** por sus consejos y aportaciones en los aspectos relacionados con la mecánica de los terremotos, a **Ilias Mariolakos** y **Haralambos Kranis** por las interesantes discusiones mantenidas en el Peloponeso en relación con las similitudes entre las fallas normales activas de esa zona y las estudiadas en este trabajo, y especialmente a **Haralambos** por las interesantes y fructíferas discusiones mantenidas en la zona de campo estudiada en esta tesis. Agradezco asimismo a **Armando Cisternas** por las interesantes ideas y conocimientos que pude aprender de él acerca de la sismotectónica del Mediterráneo, y más concretamente acerca de la actividad de determinadas fallas del sector de Alicante. Finalmente, agradezco a **Ramón Vegas** por sus valiosas opiniones sobre la sismotectónica y geodinámica del Mar de Alborán y la Cordillera Bética.

En otro orden de cosas, agradezco a **Gerardo de Vicente**, **Jorge Giner** y **Alfonso Muñoz** por el tratamiento de las fallas y venas medidas en este estudio mediante análisis poblacional. Agradezco asimismo a **Andrés Carbó** por el seguimiento y apoyo en el tratamiento y modelización de los datos gravimétricos del Valle del Guadalentín, y a **J.M. López Marinas** por los datos inéditos de sismicidad histórica aportados.

Agradezco también a los compañeros doctorandos y tesinandos del Dpto. de Geodinámica de la Fac. de Geología de la Universidad Complutense de Madrid (*Los Proletarios*), todos los que han pasado y los que aún continúan: **Carmen**, **Nieves**, **Santi**, **Raul**, **Alfonso**, **Jorge**, **Perico**, **Miguel**, **Geles**, **Silvia**, **David**... por las sustanciosas discusiones sostenidas a diario sobre los más *diversos* temas, siempre *enriquecedoras* y especialmente a **Pedro Pablo**, **Ricardo**, **Ricardo (alias Felipe)**, **David (El Rubio)**, **David (El Negro)**, **Fernando** y **Julián** por su apoyo científico en varias (y por cierto muy calurosas) jornadas de campo, así como en la toma de datos gravimétricos.

También doy las gracias a todos mis compañeros profesores del Departamento de Geodinámica y en especial a **Rosa B. Babín**, a **Alfonso González Ubanell**, y a **Agustín Senderos** por su apoyo y comprensión a la hora de poder compaginar las clases prácticas con los trabajos de investigación de esta Tesis, así como a **Jesús Sánchez** por su apoyo en los trabajos de fotografía y preparación de muestras.

Mi especial agradecimiento a **Pedro**, amigo, colega y auxiliar de la biblioteca de la Fac. de Geología de la Universidad Complutense, así como a **Helena** y a **Macarena** por su constante ayuda y disponibilidad en la búsqueda y actualización de la bibliografía relacionada con este trabajo. Agradezco también a **Natalia** y a **Sonia** por el apoyo moral prestado durante estos últimos años.

Finalmente, agradezco a mi familia: **Caty**, **Rufino**, **Maribel**, **Marijose**, **Rafa**, **Belén**, **José Antonio** y **José Luis**, por haberme aguantado durante estos años, y a **Paola**, por su apoyo diario a pesar de encontrarse a miles de kilómetros. Sin ellos esta tesis no hubiese sido posible.

# ***CAPÍTULO 1***

## ***INTRODUCCIÓN***

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico
- 1.6. Marco Metodológico
- 1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

Referencias Capítulo 1





# **Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)**

## **Presentación de la investigación realizada: razones y objetivo general**

Este trabajo lleva por título "*Neotectónica y sismotectónica del sector centro-occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*". La zona objeto de este estudio se encuentra en el sector sudoriental de la Cordillera Bética. Se trata de un área que, si bien presenta una sismicidad actual de carácter moderado, ha sido castigada durante los últimos 300 años por importantes terremotos con intensidades superiores a VIII en la escala MSK. Terremotos como los de Vera (1518), Almería (1522), Lorca (1674), Adra (1804) y Torrevieja (1829) han ocasionado la pérdida de cientos de vidas humanas y la destrucción total o parcial de poblaciones, como por ejemplo Adra, Berja y Torrevieja.

Incluso considerando que en algunos casos los antecedentes sobre efectos de terremotos pasados puedan estar exagerados, es evidente que la intensidad de la sismicidad que se ha registrado en la zona durante los últimos 90 años es anormalmente baja comparada con la acaecida en siglos pasados. Ello ha contribuido a minusvalorar el potencial sísmico de la zona. Este hecho es un anticipo de las razones por las cuales se ha llevado a cabo esta investigación.

Desde el año 1970, los estudios relacionados con el conocimiento del terreno para emplazamientos de centrales nucleares en zonas de sismicidad moderada y baja indujeron un aumento del interés por el conocimiento de los antecedentes simogenéticos de determinadas zonas, seleccionadas para los fines citados. En la actualidad, este interés se ha concretado en una evaluación de la peligrosidad sísmica y riesgo sísmico, no solo para esas zonas, sino como una filosofía dentro de un marco de ordenación del territorio en áreas con alta densidad de población

y actividad industrial. Esta es la causa por la que se han seleccionado estas áreas de la Región de Murcia y Sur de Almería, en las que en los últimos años se ha manifestado una sismicidad significativa en función de los antecedentes de sismicidad histórica.

Como consecuencia, las últimas tendencias seguidas en este tipo de investigaciones recomiendan que los estudios simogenéticos no deben limitarse al análisis de las fuentes de sismicidad actual (registrada por las redes sísmicas actuales) o a la actividad sísmica histórica, sino también a la actividad paleosísmica que queda registrada tanto en forma de estructuras de deformación, como en la modificación y/o creación de relieves.

Por todo ello, la investigación realizada se ha fundamentado en la integración de datos: A. Neotectónicos, B. Paleosísmicos y C. Sismotectónicos con el fin de obtener una evaluación de la sismicidad y su entendimiento en lo que a aspectos de distribución y magnitud se refiere. Investigación que constituye la base del proceso o árbol metodológico para la determinación de la peligrosidad sísmica.

La zona estudiada en esta investigación presenta todas las características necesarias en cuanto a afloramiento de materiales recientes deformados y presencia de estructuras de deformación frágil de edad cuaternaria asociadas a fallas activas. Asimismo, la actividad sísmica histórica e instrumental abundante son igualmente adecuadas para la búsqueda, estudio y análisis de las fuentes simogenéticas.



*1. INTRODUCCIÓN*

## **1.1. Plan de presentación del estudio**



## 1.1. Plan de presentación del estudio

El estudio que aquí se expone presenta una serie de características que han condicionado la estructuración de esta memoria y pensamos es interesante describir antes. El carácter pluridisciplinar que presenta esta investigación nos ha llevado a estudiar el modo de presentación más adecuado con el fin de evitar posibles reiteraciones y desconexiones entre el análisis de los datos y su interpretación.

La presentación del trabajo comienza con el presente **Capítulo 1** de introducción en el que se describe: 1: el marco geológico del área de investigación, características y antecedentes generales. 2: Objetivo general y objetivos parciales principales y 3: Marco metodológico de la investigación y metodologías utilizadas para conseguir los objetivos propuestos. Algunas de las metodologías o técnicas concretas son descritas y discutidas con mayor detalle en los capítulos donde son aplicadas.

Por lo que se refiere a los antecedentes, se han dividido en: generales, que se exponen en este capítulo y otros antecedentes parciales y locales que se exponen al comienzo de cada uno de los capítulos y subcapítulos principales.

La base de la presentación de esta investigación descansa en tres capítulos principales, dos de ellos divididos a su vez en varios subcapítulos principales en los que se desarrolla, para cada área o región estudiada, la neotectónica y tectónica activa. El tercero está dirigido al estudio de la sismotectónica de los sectores estudiados en los capítulos anteriores que presentan diferentes características estructurales como parte de la tectónica activa que afecta a esas zonas. Así pues, los capítulos antes citados quedan de la siguiente manera:

*-Capítulo 2: Neotectónica y Tectónica Activa de la falla de Alhama de Murcia y su entorno.*

*-Capítulo 3: Neotectónica y Tectónica Activa del Sur de Almería.*

*-Capítulo 4: Tectónica activa y sismotectónica de la Falla de Alhama de Murcia y del Sur de Almería y Sismotectónica Regional.*

Al igual que hemos hecho para los antecedentes, hemos preferido introducir al final de cada uno de los subcapítulos más significativos un resumen de las conclusiones concretas o específicas que de ellos se desprenden.

Tras la exposición de las investigaciones realizadas y sus resultados, se presenta un apartado final denominado Integración de conclusiones Neotectónicas y Sismotectónicas. En él se ponen de manifiesto las conclusiones y aportaciones de esta investigación. Ello ha implicado que al igual que para los antecedentes, se haya introducido al final de cada uno de los subcapítulos más significativos un resumen de las conclusiones concretas que de ellos se desprenden.

El lector notará que a lo largo del trabajo se realizan numerosas llamadas a otros capítulos, páginas o figuras de otras secciones. El carácter multidisciplinar del estudio nos ha obligado a ello con el fin de conectar y coordinar de la mejor manera posible, observaciones y resultados procedentes de la aplicación de diferentes metodologías. Estas ayudarán a interpretar y comprender de forma más sencilla estructuras o procesos concretos.



*1. INTRODUCCIÓN*

1.1. Plan de presentación del estudio

## **1.2. Marco geológico - Antecedentes**

1.2.1. Marco geodinámico

1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica

1.2.1.2. Dinámica cortical actual

1.2.2. Cordillera Bética

1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales  
neógeno-cuaternarios

1.2.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética

1.2.2.3. Resumen





## 1.2. Marco geológico – Antecedentes

### 1.2.1. Marco geodinámico

A continuación se describen los antecedentes tectónicos generales de la Cordillera Bética (marco geodinámico de las áreas estudiadas) referidos a la tectónica de placas.

#### 1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica.

La Cordillera Bética se sitúa en el extremo más occidental del cinturón orogénico alpino (Fig. 1-1) adosada al borde Sur de la subplaca Ibérica. La evolución geodinámica de esta subplaca ha sido bastante compleja durante los últimos 200 m. a. debido a su posición intermedia entre las dos grandes placas Euroasiática y Africana, así como por su relativa independencia cinemática en determinadas etapas. En los

trabajos de Smith (1971) Dewey et al. (1973), y Biju-Duval (1977) se describen los movimientos relativos entre esas placas deducidos a partir de datos de anomalías magnéticas del fondo submarino Atlántico (Fig. 1-2). Durante el Jurásico y gran parte del Cretácico se produjo un movimiento relativo de carácter transcurrente entre las placas Africana y Euroasiática asociado a los procesos de apertura, primero del Atlántico Sur, y luego del Atlántico Norte. Durante esta etapa la microplaca ibérica presenta una cinemática individualizada respecto a la de las dos grandes placas que separa, sufriendo procesos de rotación (Le Pichon et al., 1970, Choukroune et al., 1973, Tapponier, 1977...entre otros autores). Durante el Terciario este movimiento transcurrente relativo se frena de modo que durante los últimos 9 m. a. (Mioceno superior -actualidad) la subplaca Ibérica ha estado sometida al proceso de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática (Dewey, 1988).

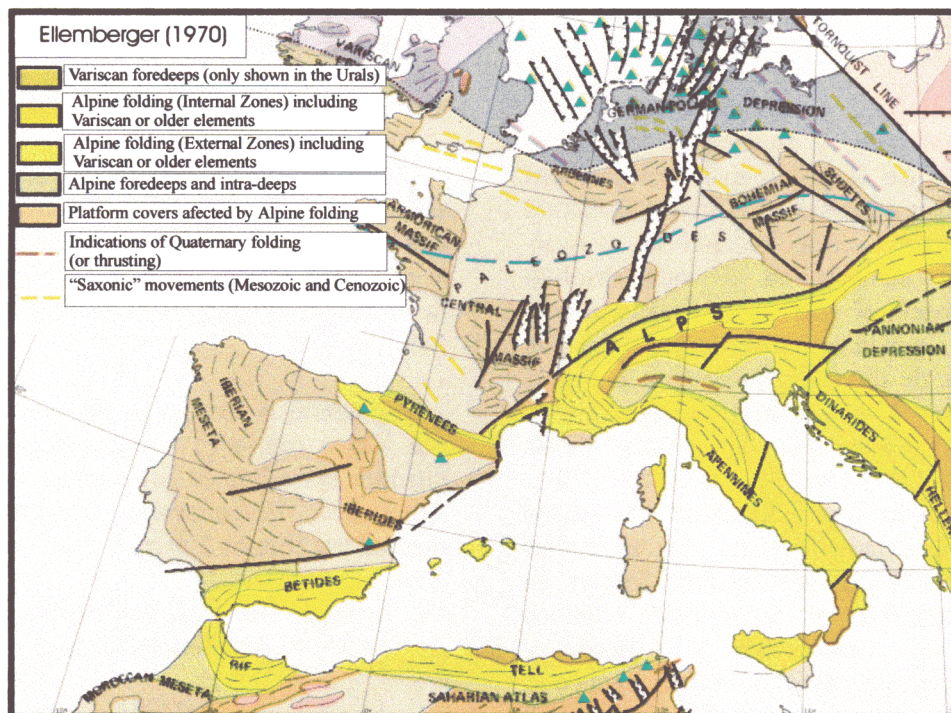
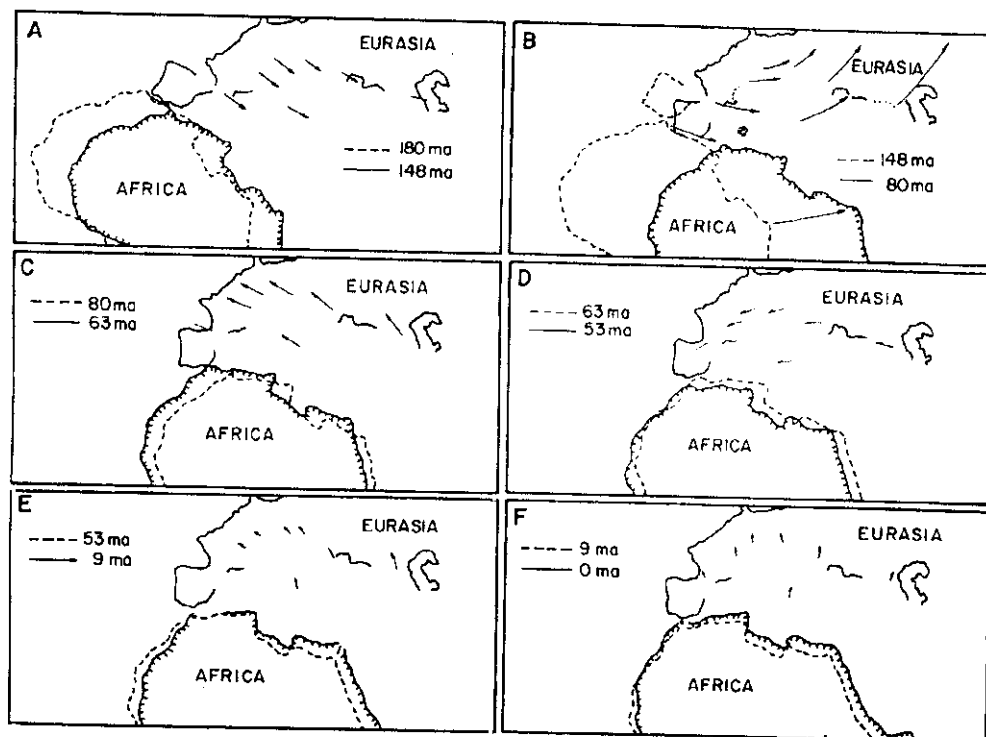


Fig. 1-1. Localización de la zona Bético-Rifeña en el marco del orógeno Alpino. De Ellemerberger (1970).



**Fig. 1-2.** Posiciones relativas de África respecto a Europa durante los últimos 180 millones de años, según Dewey et al. (1973).

Como consecuencia de esta convergencia se generan las cordilleras que configuran el Orogéno Alpino.

Mckenzie (1972), utilizando datos de los océanos circundantes, y analizando los mecanismos focales de la sismicidad, describe esa convergencia entre Eurasia y África deduciendo una rotación horaria en la dirección de convergencia y un aumento en el valor absoluto de la misma hacia el este. Dicha convergencia está controlada por la actividad de grandes fallas transformantes de dirección próxima a E-O que conectan la dorsal centro-oceánica con la zona de Gibraltar, fundamentalmente las fallas Gloria y Azores-Gibraltar (Argus et al., 1989). Estos autores utilizando gran cantidad de datos geofísicos submarinos, perfiles de anomalías magnéticas y datos de mecanismos focales de terremotos examinan los movimientos relativos entre las placas Euroasiática y Africana y obtienen direcciones y tasas de convergencia a lo largo del límite entre dichas placas durante los últimos 3 millones de años. La dirección de convergencia gira, desde la zona de Gibraltar

hacia el mediterráneo central, cambiando de orientación desde NO-SE a NNO-SSE. Las tasas de convergencia aumentan progresivamente hacia el este desde unos 4 mm/a al Sur de las cordilleras Béticas hasta más de 6 mm/a en el arco de Calabria – Sicilia (Fig. 1-3).

Al mismo tiempo que se produce este proceso de convergencia se genera un proceso distensivo entre las placas Ibérica y Africana que da lugar a la formación de la cuenca de Alborán y el golfo de Valencia (Vegas, 1985 y Sanz de Galdeano, 1990)

Siguiendo la evolución geodinámica descrita por Vegas (op. cit.) podemos resumir los siguientes episodios en la cinemática de las placas Americana, Euroasiática, Africana e Ibérica durante los últimos 200 m. a. :

-A: Apertura del Atlántico central y separación de África y Norteamérica (Jurásico).

-B: Apertura del Atlántico entre Terranova e Iberia (Cretácico inferior).

-C: Colisión entre las placas Euroasiática e Ibérica y formación de las cordilleras alpinas (Eoceno-Mioceno medio).

-D: Creación de los fondos marinos del Mediterráneo Occidental (Mioceno medio-actualidad).

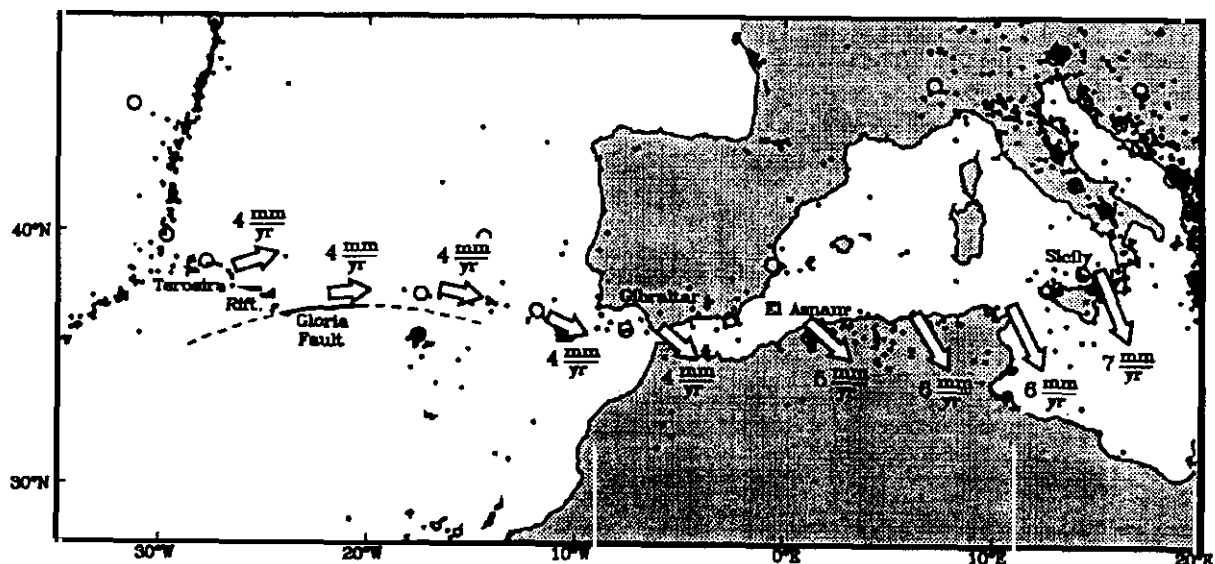
### 1.2.1.2. Dinámica cortical actual.

El mapa de esfuerzos tectónicos actuales obtenido a partir de medidas de esfuerzos *in situ* (Zoback et al., 1989) (Fig. 1-4), en la zona aquí tratada muestra direcciones de esfuerzos horizontales con orientaciones que van de N-S a NO-SE.

Gölke y Coblenz (1996) realizan una modelización del campo de esfuerzos a escala europea a partir de un análisis elástico de elementos finitos, considerando los movimientos relativos y la geometría de los contactos entre las

placas Europea, Africana y Norteamericana. En todos los modelos que consideran independientemente de la procedencia de las fuerzas de empuje mayoritarias, (ya sea de la apertura del Atlántico como del movimiento hacia el Norte de África) obtienen direcciones de máximo esfuerzo horizontal NO-SE bastante uniformes a lo largo de todo el borde Sur del contacto Europa-África. Las magnitudes de esos esfuerzos van de 10 a 20 Mpa promediados sobre una litosfera de 100 Km de espesor.

Por otra parte, las medidas de movimientos relativos entre las placas obtenidas a través de observaciones de interferometría espacial VLBI (very long baseline interferometry) indican una velocidad de movimiento relativo en el centro de la Península Ibérica (estación de Madrid) entre la placa Ibérica y la placa Africana de 0.2 mm/a según una dirección próxima a N-S (NASA, 1998). Ello parece indicar que el 95 % de los 4 mm/a de la tasa de movimiento antes citada entre



**Fig. 1-3.** Movimiento relativo actual entre África y Eurasia. Las flechas indican las direcciones de movimiento en cada zona, en función del polo de rotación de Eurasia-África al que se ajusta el movimiento de la falla de Gloria, tomado de Argus et al. (1989). Junto a cada flecha se indica la velocidad de convergencia entre ambas placas.

la Placa Ibérica y la placa Africana es absorbida por la deformación en las cordilleras Béticas, Mar de Alboran, Rif y Tell.

Por otra parte, a una escala más local, el estudio de los mecanismos focales de los terremotos también ha aportado en los últimos años importantes datos referentes a la dinámica actual de la zona estudiada. Galindo Zaldívar et al. (1993) realizaron un análisis poblacional de los mecanismos focales existentes hasta la fecha mediante el método de los diedros rectos.

El estudio concluye que en la actualidad el campo de esfuerzos dominante en la región es de tipo compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE. Sin embargo, tanto en la Cordillera Bética como en el Rif

obtienen campos de esfuerzos compresivos variables (en cuanto a orientación) de unos puntos a otros. Además del campo citado, en el Rif obtienen direcciones de acortamiento NNE-SSO y en la Cordillera Bética campos distensivos con distintas direcciones de extensión horizontal.

Posteriormente, Herráiz et al. (1998) mediante el análisis poblacional de mecanismos focales para toda la península Ibérica obtienen un mapa de esfuerzos actuales del que se deduce de nuevo un tensor compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE de acuerdo con la expresada en el *World Stress Map*. Únicamente en los Pirineos la dirección de acortamiento gira unos grados hacia N-S. Asimismo, han identificado en algunas zonas (entre ellas la Cordillera Bética) la

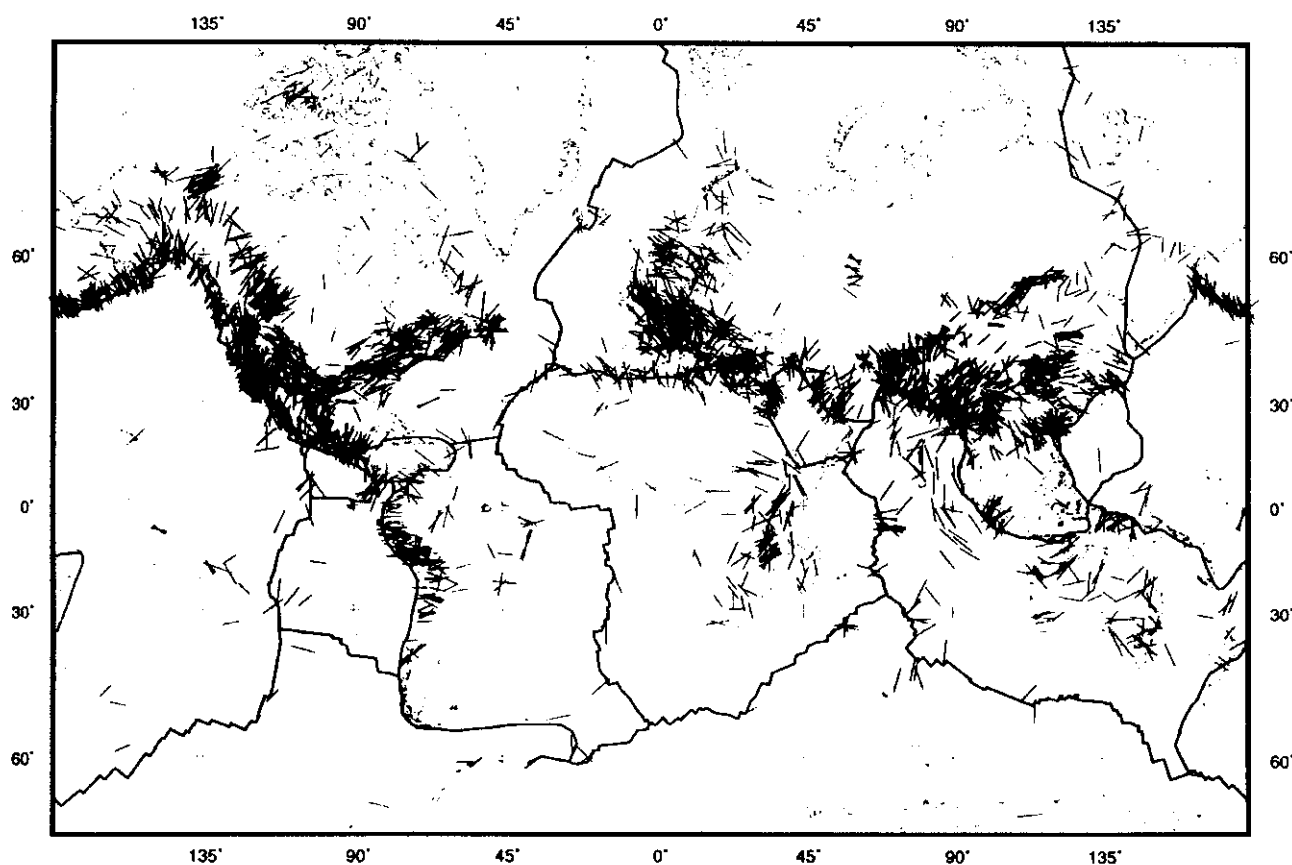


Fig. 1-4. Mapa mundial de esfuerzos actuales tomado de Zoback et al. (1992). Las líneas representan la dirección del máximo esfuerzo horizontal. La longitud de las líneas es proporcional a la calidad de los datos.

existencia de un tensor secundario con una dirección de máximo esfuerzo horizontal próximo a E-O (Rodríguez-Pascua, 1997).

Resumiendo, tanto de la evolución geodinámica regional como de la dinámica cortical actual de la zona de estudio y su entorno se deduce que desde en Mioceno superior hasta la actualidad la zona ha estado sometida a un campo de esfuerzos compresivo controlado por la convergencia entre las placas europea y euroasiática según una dirección aproximadamente NO-SE. Existen, sin embargo, evidencias de la existencia de otros campos de esfuerzos de carácter más local que inducen procesos extensionales como la apertura del Mar de Alborán y el golfo de Valencia o bien rotaciones en las direcciones de los máximos esfuerzos compresivos.

### 1.2.2. Cordillera Bética

#### 1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales neógeno-cuaternarios.

La Cordillera Bética (CB) constituye un relieve compuesto por numerosas sierras formadas por materiales de basamento separadas por cuencas sedimentarias de edad neógena y cuaternaria (Fig. 1-5), de ahí que en numerosas ocasiones se utilice la terminología de cordilleras Béticas. La orientación preferente de la Cordillera (ENE-OSO) sufre un giro de casi 180 ° en su sector occidental formando el denominado Arco de Gibraltar, de manera que tanto las estructuras como las unidades sedimentarias observadas en la CB tienen sus equivalentes en el Rift marroquí al otro lado del Mar de Alborán.

Tanto en la CB como en el Rift se distinguen las denominadas zonas Internas y Externas, cuencas de sedimentación neógenas y unidades del Flysch de Campo de Gibraltar.

Las **zonas Internas** están formadas por materiales paleozoicos, mesozoicos y en algunos puntos paleógenos, estructurados en mantos de cabalgamiento que forman un apilamiento generado durante la orogenia alpina (Egeler y Simon, 1969). Pueden distinguirse tres unidades estructurales con características tectosedimentarias diferentes, los denominados complejo Nevadofilábride, complejo Alpujárride y

complejo Maláguide. Los dos últimos, estructuralmente más altos, tienen sus equivalentes en el Rift (Sebtides y Ghomárides). El primero únicamente se encuentra en la CB.

Los complejos Nevadofilábride y Alpujárride están formados por sucesiones paleozoicas y triásicas afectadas por metamorfismo alpino en diversas etapas. Intercaladas en el complejo Alpujárride y en su equivalente africano aparecen unidades peridotíticas (peridotitas de Ronda y Beni Busera) como fragmentos del manto emplazados durante el Mioceno inferior (Loomis, 1975).

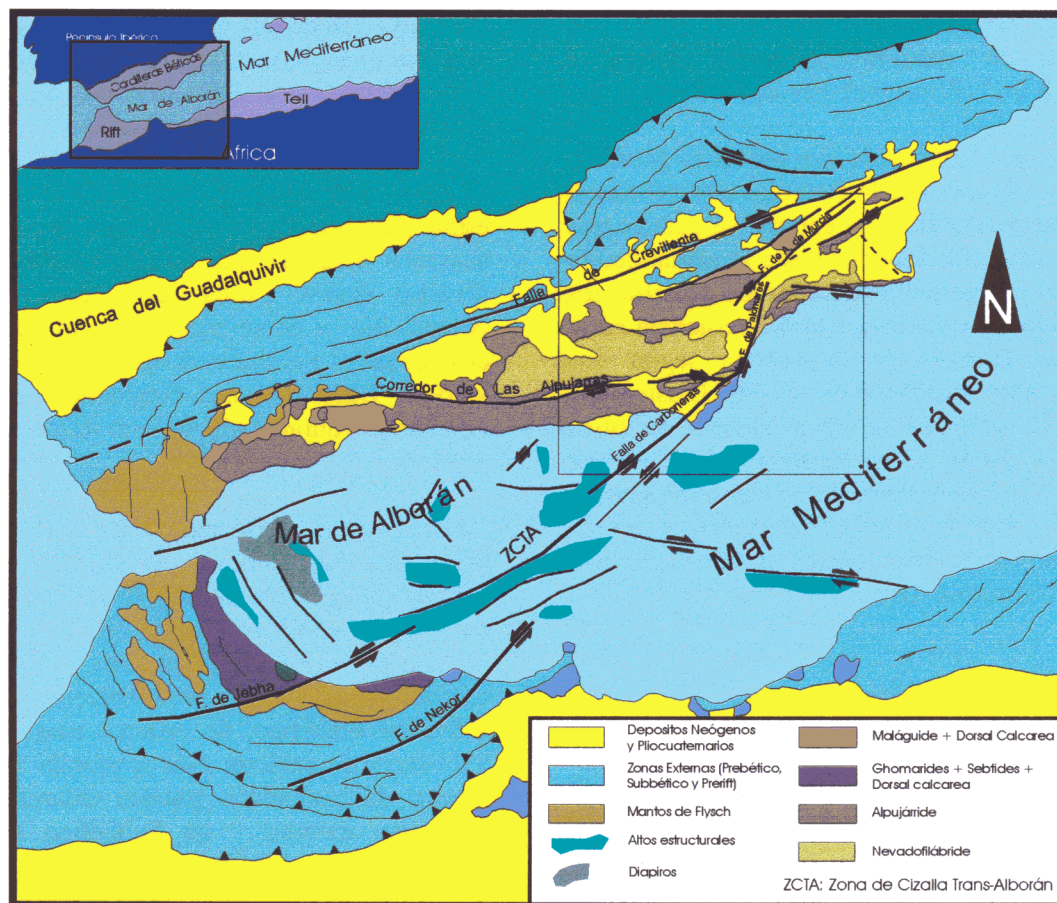
Las **zonas Externas** están formadas por materiales mesozoicos y terciarios de ambiente marino que constituían el borde de margen pasivo del margen sudibérico en la CB y el borde del margen norteafricano en la zona del Rift. En la CB las unidades externas se diferencian de Norte a Sur en Prebético, de carácter más somero, y Subbético de carácter más profundo (Fig. 1-5). Dentro del Subbético pueden diferenciarse un Subbético externo y un Subbético interno (o Penibético) con diferentes ambientes batimétricos de sedimentación que indican la existencia de surcos y umbrales durante la sedimentación mesozoica (García Hernández et al., 1980).

Las unidades carbonatadas de la denominada Dorsal calcárea son consideradas intermedias entre los materiales del Cjo. Maláguide y los de las unidades subbéticas (Durand Delga y Foucault (1967), aunque su verdadera naturaleza paleogeográfica no está aún suficientemente aclarada (Bourgois, 1980, Martín Algarra, 1987, Sanz de Galdeano, 1992).

Por otra parte, las unidades de flysch de Campo de Gibraltar situadas en la zona externa del Arco de Gibraltar, en el Rift y en el Tell constituyen los restos de un antiguo surco de Flysch que probablemente se extendió a lo largo de todo el borde Norte de la placa africana desde Calabria hasta Gibraltar (Sanz de Galdeano, 1992).

Los **depósitos neógenos y cuaternarios**, se disponen en numerosas cuencas intramontañosas rellenando las depresiones existentes entre las sierras de basamento formadas por materiales de las Zonas Internas. La mayoría de estas cuencas, junto con la cuenca del Guadalquivir, se encontraban sumergidas y conectadas entre sí por





**Fig. 1-5.** Esquema geológico-estructural de la zona Bético-Rifeña en el que se han añadido datos estructurales del Mar de Alborán procedentes de (Comas et al. (1992) y Woodside y Maldonado (1992)).

el mar durante la parte alta del Mioceno medio, para sufrir durante el Mioceno superior un progresivo proceso de somerización e individualización sedimentaria (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). La geometría y evolución neógeno-cuaternaria de estas cuencas está estrechamente ligada con la actividad de importantes zonas de falla con movimientos verticales y de desgarre que cruzan gran parte de la CB con orientaciones fundamentalmente E-O y NE-SO (Bousquet, 1979, Sanz de Galdeano 1983, Montenat et al., 1987 a). Una de esas zonas de falla (la falla de Carboneras) se prolonga hacia en SO a través del Mar de Alborán y parece conectar con las fallas de desgarre sinestrosas NE-SO de la Zona del Rift constituyendo la Zona de Cizalla Trans-Alborán (Larouzière et al., 1987) (Fig. 1-5).

En relación directa con la formación y evolución de estas cuencas neógenas se sitúan varios afloramientos volcánicos de edades que van del Mioceno inferior al Cuaternario. Los más

recientes se localizan en la zonas orientales (Campo de Cartagena y Mazarrón). La naturaleza de este volcanismo no está del todo comprendida. Algunos lo asocian, en función de la zonación espacial de su quimismo, con un proceso de subducción de la placa Africana bajo la placa Ibérica (Araña y Vegas, 1974), mientras que más recientemente otros trabajos lo asocian a ascensos magmáticos controlados por zonas de fracturación de carácter cortical, destacando entre ellas las fallas que forman la Zona de Cizalla Transalborán y fallas asociadas (Phillip, 1987 y Larouzière et al., 1988).

Separando la CB del Rift se sitúa la depresión miocena del Mar de Alborán. En los últimos años se ha progresado mucho en el conocimiento de la estructura de esta depresión. Las cuencas neógenas antes citadas constituyen relictos elevados de un Mar de Alborán mioceno más extenso que el actual (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). A grandes rasgos esta depresión se caracteriza por situarse sobre una corteza continental adelgazada cubierta por

depósitos cuyas edades van desde el Burdigaliense hasta el Cuaternario (Comas y Jurado, 1990), y su estructuración está caracterizada por la combinación compleja de mecanismos de deformación distensivos y compresivos desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Comas et al., 1992, Maldonado et al., 1992, entre otros).

#### 1.2.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética

La evolución tectónica alpina y sobre todo miocena de la CB ha sido objeto de numerosos modelos, interpretaciones y especulaciones, debido fundamentalmente a:

- La gran variedad en la naturaleza de los datos estructurales existentes.
- La disparidad de criterios utilizados en la interpretación de estructuras concretas.
- La escasa ponderación que se ha hecho de la importancia relativa de los distintos tipos de datos estructurales locales y regionales.

#### **-A. Evolución tectónica alpina**

Existe una visión general común en la mayoría de los estudios en cuanto a los antecedentes mesozoicos de la evolución tectónica alpina del área Bético-rifeña, tal y como se recoge en la discusión de Sanz de Galdeano (1992). En la mayoría de los estudios (Durand-Delga y Fontboté 1980; García Hernández et al., 1980; Baena Pérez y Jeréz, 1982; Wildi, 1983; Olivier, 1984; Jeréz, 1984; Vegas y Muñoz, 1984; Vegas, 1985; Martín Algarra, 1987; Vera, 1988; Andrieux, et al., 1989, Argus et al., 1989 y De Jong, 1991 ) se acepta que las diferencias temporales en el inicio de la apertura del océano Atlántico central y meridional durante el Triásico indujo un movimiento relativo de tipo transcurrente entre la placa Ibérica y la placa Africana, a favor de una o más fallas principales transformantes. Durante el Jurásico y Cretácico el Mediterráneo sufrió una etapa extensional importante que dio lugar a la formación del Mar Ligure e indujo un adelgazamiento cortical importante con una complicada paleogeografía de los materiales de las Zonas Internas tanto de la CB como del Norte de África. Esta etapa extensional configuró los márgenes pasivos del borde Sur de la placa Ibérica y Norte de África.

La formación de la CB se inició en el Cretácico superior con el comienzo de una subducción en el Mediterráneo occidental y los primeros apilamientos de mantos (Puga, 1980 y De Jong, 1991). El proceso de convergencia produjo la subducción de la zona oceánica previamente formada, dando lugar a una colisión entre África y Europa de edad eocena y probablemente continuada hasta el Oligoceno (Biju-Duval et al., 1976; Torres Roldán, 1979; Puga, 1980). Durante esta etapa se genera el apilamiento de mantos Nevadofilábrides, Alpujarrides y Maláguides y el metamorfismo que afecta a los dos primeros. Como consecuencia de este proceso se genera una cadena con engrosamiento cortical que englobaría a la Cordillera Bética, el Rif, el Tell y el actual Mar de Alborán.

#### **-B. Evolución Tectónica Miocena**

Existen cuatro evidencias geotectónicas principales cuya necesidad de explicación ha condicionado la proposición de modelos dinámicos y cinemáticos para la evolución tectónica de la CB durante el Mioceno:

- 1: Existencia de extensión, adelgazamiento cortical y formación de corteza oceánica.
- 2: Estructuración radial de los mantos y estructuras acompañantes en el entorno del Mar de Alborán
- 3: Posición actual de las Zonas Internas incompatible con la paleogeografía de las unidades Externas.
- 4: Coincidencia temporal de tectónica compresiva en la CB y Norte de África y tectónica distensiva en la zona de Alborán y Mar Mediterráneo.

En la Fig. 1-6 se muestra la evolución miocena propuesta por Sanz de Galdeano (1990) para la zona Bético-Rifeña. En ella se observa que tras el proceso de colisión del Mioceno inferior se inicia un proceso de rifting y formación de corteza oceánica en el Mediterráneo. Al mismo tiempo que se produce este fenómeno continúa la tectónica compresiva en la CB y el Rif. Durante el Mioceno superior cesa la creación de corteza oceánica y se crean y propagan por toda la zona fallas de desgarre con direcciones NE-SO y NO-SE que son

compatibles con la dirección de acortamiento regional.

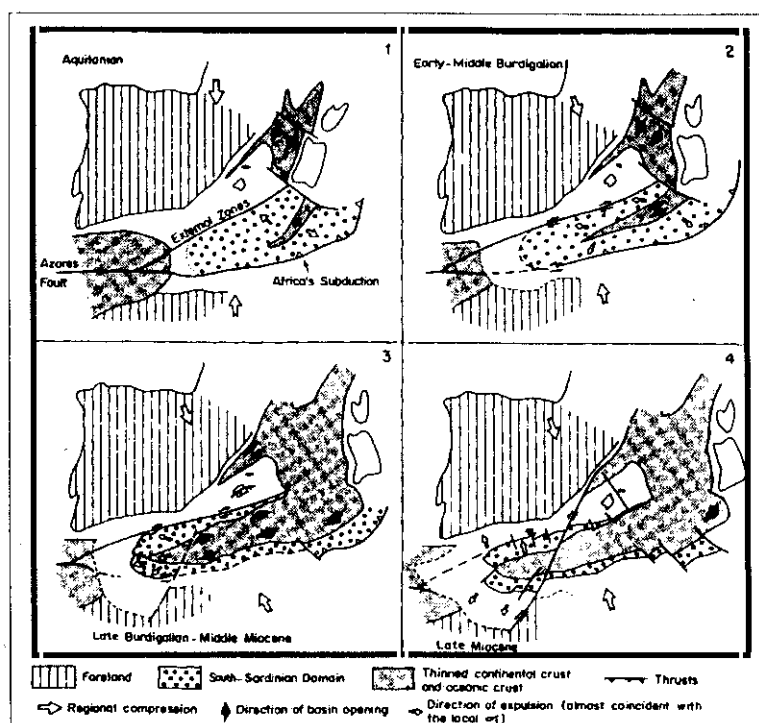
Según esta evolución, durante el Mioceno inferior y medio, la apertura de la cuenca Argelina – Provenzal induce una falta de espacio en sectores más occidentales, provocando la expulsión hacia el oeste de las Zonas Internas que constituirían un bloque cortical de naturaleza más rígida que su entorno. Este fenómeno es coherente con el modelo cinemático de (Andrieux et al., 1971) que denominaron a dicho bloque *subplaca de Alborán*. Basados en este mecanismo se propusieron otros modelos evolutivos en los que ya se citaban los procesos de *rifting* y de expulsiones laterales de bloques, coetáneos con la convergencia entre Europa y África, aunque sin precisar del todo las edades de dichos procesos (Biju-Duval et al., 1976; Tapponier, 1977; Durand Delga, 1980; Durand Delga y Fontboté, 1980; Wildi, 1983; Boccaletti y Dainelli, 1984).

Otro grupo de trabajos describen estos mismos procesos pero centrando su argumentación en la evolución cinemática de las zonas de falla de desgarre que disturban de modo importante la estructuración previa de mantos en la CB

y Rif (Olivier, 1984; Leblanc y Olivier, 1984; Martín Algarra, 1987; Leblanc, 1990).

Sanz de Galdeano (op cit) combina la existencia de rifting en el Mediterráneo con los procesos de expulsión lateral controlados por zona de fracturación frágil y la posibilidad de una subducción de África hacia el Norte. Esta subducción miocena ya fue propuesta en trabajos anteriores para explicar el volcanismo neógeno (Araña y Vegas 1974). Megías (1982) y Torres Roldán et al. (1986) proponen procesos de subducción más complicados con varias zonas de Beniof entre África y Europa.

Más recientemente, Sanz de Galdeano (1996) propone un modelo para la formación del Arco de Gibraltar y en general para la estructuración de la CB, dominio de Alborán y Rif basado en movimientos diferenciales hacia el oeste de bloques de basamento de las Zonas Internas limitados por fallas E-O y ENE-OSO de desgarre sinestroso en el lado africano y dextroso en el lado Bético. Este proceso se extendió en el tiempo desde el Burdigaliense superior hasta el Mioceno medio (alargándose incluso hasta el Plioceno en la CB oriental) y es coetáneo con el proceso extensional y de adelgazamiento cortical en el dominio de Alborán.



**Fig. 1-6. Reconstrucción cinemática de la expulsión hacia el oeste de las Zonas Internas en el marco de la convergencia Europa-África, según Sanz de Galdeano (1990).**



En diversos trabajos se describe la existencia de **tectónica distensiva** durante gran parte del Mioceno, tanto en las zonas Internas de la CB como en el Mar de Alborán, que están asociadas a zonas de falla normales de bajo ángulo (García Dueñas et al., 1988; Galindo Zaldívar et al., 1989; García Dueñas et al., 1992). Jabaloy et al. (1992) crean un modelo para explicar la extensión intramiocena basado en un modelo de cuña orogénica en el que el dominio de Alborán cabalga sobre las placas Europea y Africana hacia el oeste. La existencia de variaciones en la tasa de apertura oceánica en las cuencas Ligúrica-Balear y Tirreniense explicaría, junto con la convergencia Europa-África, la evolución de las deformaciones en la zona. Cuando cesa la apertura de la cuenca Ligúrica-Balear en el Burdigaliense superior se produciría el colapso extensional de la cuña formándose la cuenca de Alborán.

Existe otro grupo de estudios en los que se interpreta la extensión miocena y la estructuración tectónica radial en el entorno de Gibraltar como la respuesta a una tectónica extensional en la zona central de una corteza previamente engrosada. Esa tectónica estaría provocada, bien por procesos de diapirismo mantélico (Weijermars, 1985), por una removilización de la raíz de la cordillera en el manto (Platt y Visser 1989) o por extensión inducida por fallas listricas en un mecanismo de *Core Complex* (Doblas y Oyarzun 1989). Todos estos modelos que tienen sus antecedentes en las ideas de Van Bemmelen (1954) explican la estructuración radial de los mantos inducida por una génesis de tipo gravitacional de forma coetánea con los procesos extensionales. No explican, sin embargo, la importante actividad transcurrente durante el Mioceno medio y superior de las zonas de falla que controlan la estructuración actual tanto de las zonas Externas como Internas, ni los importantes movimientos de traslación sufridos por estas últimas.

A partir de los trabajos realizados hasta el momento se deduce, por tanto, una coexistencia durante gran parte del Mioceno de tectónica compresiva y distensiva, tanto en las zonas Internas como en el dominio de Alborán (Comas et al., 1992). Ello está corroborado en estudios y análisis de estructuras de deformación de carácter más local (González Lodeiro et al., 1996).

### **-C. Evolución tectónica desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Fracturación y campos de esfuerzos recientes**

A partir de mediados de la década de los setenta comenzaron a identificarse y estudiarse importantes zonas de fracturación frágil que afectaban a materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet et al., 1975; Armijo, 1977; Bousquet y Philip, 1976 a y b; Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano, 1980; Santanach et al., 1980; Sanz de Galdeano et al., 1982). Los estudios de carácter cinemático y dinámico sobre estas fallas permiten dar a conocer un campo de esfuerzos compresivo al que en los primeros trabajos se le asignaba una edad cuaternaria. Es estos trabajos se consideraba que previamente a este régimen tectónico predominaba una tectónica extensional.

Sanz de Galdeano (1983) recopila e interpreta cinemática y dinámicamente el conjunto de la fracturación de la cordillera deduciendo un campo de esfuerzos compresivo que se extendía al menos desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Distingue varios sistemas de fracturación de carácter regional entre los que destacan los orientados N 70-90, NO-SE y NE-SO. Durante el Mioceno medio la dirección de compresión horizontal se disponía ONO-ESE activando como dextrosas las fallas N 70-90 y como sinestrosas las NO-SE. Esta cinemática favorece el movimiento de las Zonas Internas hacia el oeste a favor de la actividad de la falla de Crevillente y de las fallas del Corredor de las Alpujarras (Fig. 1-5).

Este autor a partir del Tortonense explica mediante una rotación hacia NNO-SSE de la dirección de acortamiento regional, el cambio de cinemática en casi todos los sistemas de fracturación. Los movimientos de desgarre en las fallas N 70-90 casi desaparecen y se generan fallas NE-SO sinestrosas que actúan junto con las NO-SE dextrosas a modo de sistema conjugado. Esta dirección de acortamiento induce plegamientos de gran radio que deforman la pila de mantos de cabalgamiento alpinos en una estructura tipo *basin and range* (Weijermars, 1987). Se generan las principales sierras de basamento a favor de las estructuras anticlinales (Sierra Nevada, Sierra de los Filabres... etc.) y se activan surcos sedimentarios en las zonas de sinclinal a favor de la actividad de las fallas que bordean las sierras.

Durante la década de los 80 y principios de los 90 se intensificó el estudio de la génesis y evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas de los sectores central y oriental de la CB. La actividad cinemática polifásica de las fallas que controlan estas cuencas permite identificar nuevos cambios en la orientación de la dirección de acortamiento al menos en el sector oriental. Esta dirección gira durante el Plioceno de NNE-SSO de nuevo a NO-SE (Ott d'Estevou y Montenat, 1985.). En esa evolución dinámica Montenat y Ott d'Estevou (1992) enmarcan la evolución tectosedimentaria en este sector (Fig. 1-7).

En los últimos años se han llevado a cabo estudios de carácter local en fallas o segmentos de falla (destacando los realizados en el entornode las fallas de Palomares, Carboneras, Alhama de Murcia, Corredor de las Alpujarras y su prolongación oriental hasta la cuenca de Vera). Estos trabajos han dado a conocer cambios significativos en el régimen y orientación de campos de esfuerzos (Martínez Díaz y Hernández Enrile 1992 a y b; Keller et al., 1995;

Staple et al. 1996; Bell et al., 1997; Huibregtse et al. (*en prensa*)). De estos trabajos se desprende que en función de la escala de observación los cambios en la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos durante el Plioceno y el Cuaternario varían de forma significativa. Se identifican los cambios deducidos a escala regional por Sanz de Galdeano (1983) y Ott d'Estevou y Montenat (1985) pero al mismo tiempo se identifican cambios que parecen presentar una naturaleza más local.

Por otra parte, en los trabajos de carácter regional donde se han analizado los paleoesfuerzos que han actuado durante el neógeno y el cuaternario a partir del análisis poblacional de fallas de dicha edad (Galindo Zaldívar et al., 1993; Herraiz et al., 1998) el tensor de esfuerzos regional que ha controlado la tectónica de esta edad presenta una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE con variaciones de carácter local (Fig. 1-8). En esta figura podemos ver como durante el Messiniense y parte del Plioceno el acortamiento NO-SE sufre perturbaciones hacia la orientación NNE-SSO en la zona del

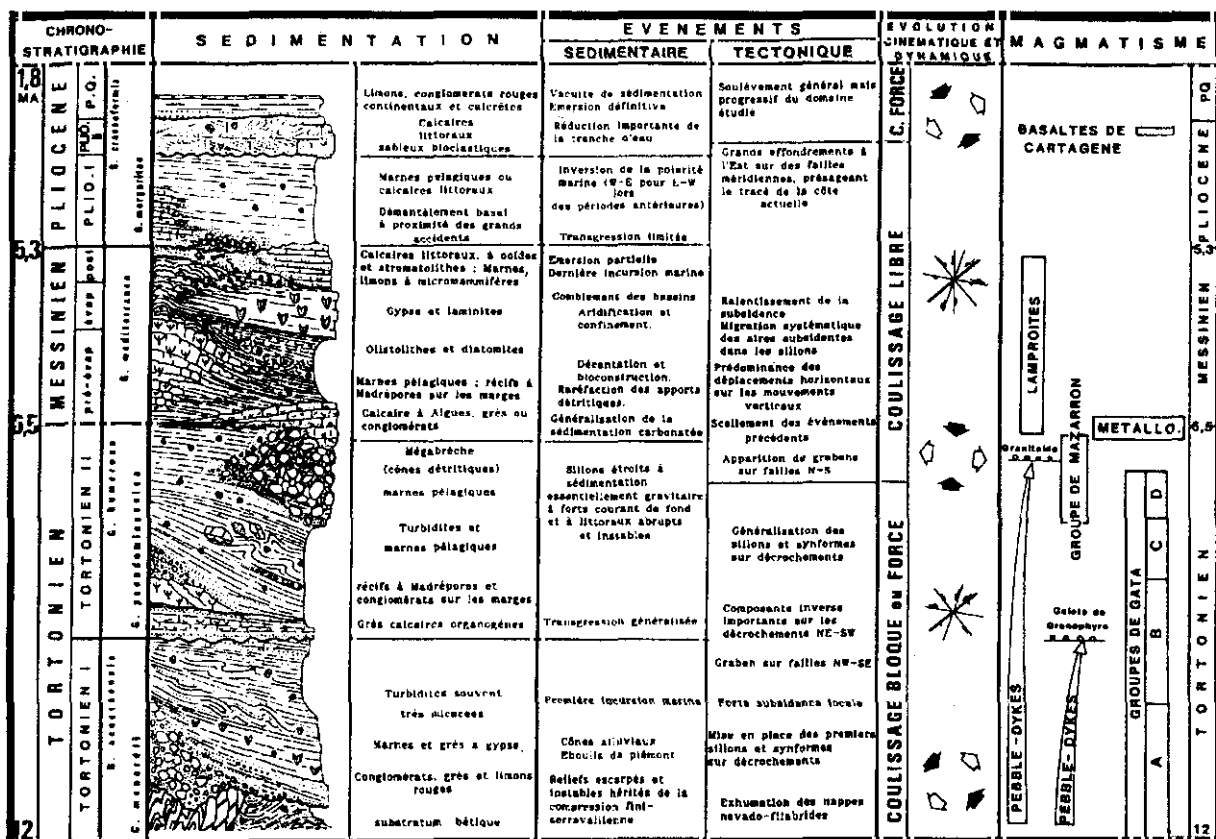


Fig. 1-7. Esquema sinóptico de la evolución estratigráfica, sedimentológica, tectosedimentaria, tectónica y volcánica de la cordillera Bética desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, según (Montenat et al. (1987). Destacan las rotaciones en la dirección de acortamiento horizontal que condicionan la cinemática de las fallas principales y el resto de procesos relacionados (sedimentación, volcanismo, etc.).

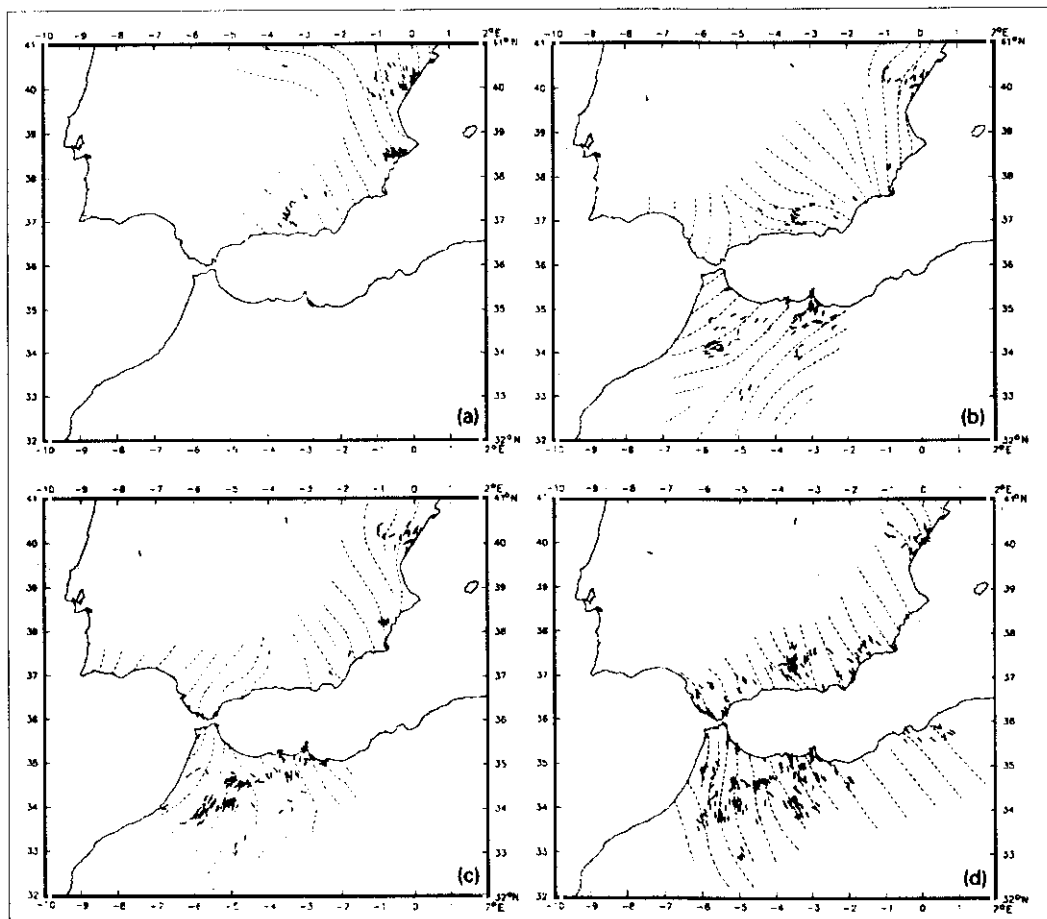
Arco de Gibraltar y el Rif africano. En el Sur de Almería y Granada, sin embargo, sufre una rotación hacia E-O coincidiendo con la orientación del corredor de las Alpujarras. Durante gran parte del Plioceno y todo el Cuaternario, la dirección de máximo esfuerzo compresivo se dispone de forma bastante homogénea según NO-SE.

Por otra parte, es muy significativo el hecho de que en diversos sectores de la CB e incluso en el Mar de Alborán (Comas et al., 1992) se identifican direcciones de acortamiento E-O anómalas, así como reactivaciones con cinemática normal pura de las fallas NO-SE y N-S. En determinados sectores esa cinemática puede asociarse a la actividad de desgarre de las fallas E-O o NE-SO pero en otros sectores como el Sur de Almería o la cuenca de Alborán esa interpretación es más dificultosa.

### 1.2.2.3. Resumen

De todo lo descrito en esta sección se pueden extraer una serie de hechos destacables como puntos de partida para este estudio:

- Las observaciones de carácter geodinámico y los análisis de esfuerzos actuales y paleoesfuerzos a escala regional indican que desde el Mioceno medio hasta la actualidad la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana tiene una dirección NO-SE a NNO-SSE y es la responsable del campo de esfuerzos compresivo regional.
- De los antecedentes neotectónicos de estudios a escala local se desprende la coexistencia de campos de esfuerzos compresivos y distensivos en la CB y Mar de Alborán durante el Mioceno medio y superior. La distribución



**Fig. 1-8.** Mapas de evolución de direcciones de máximos paleoesfuerzos horizontales deducidos para la cordillera Bética a partir del análisis poblacional de fallas y mecanismos focales, según Galindo Zaldívar et al. (1993), a: Burdigaliense a Tortoniense inferior, b: Tortoniense a Messiniense inferior, c: Messiniense a Plioceno superior y d: Plioceno superior - actualidad.

espacial y/o temporal de dichos campos no está del todo clara, ni tampoco la escala de actuación de los mismos.

- En la Cordillera Bética central y oriental se han reconocido varias rotaciones en la dirección de acortamiento horizontal a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario que inducen modificaciones en la cinemática de las principales zonas de falla y con ello en la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas y pliocuaternarias que controlan.
- Hasta el momento no se ha aportado una explicación tectónica para la existencia de esos campos de esfuerzos que se separan del campo regional compresivo con dirección de máximo acortamiento horizontal NO-SE.

*1. INTRODUCCIÓN*

1.1. Plan de presentación del estudio

1.2. Marco geológico - Antecedentes

**1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad**



### 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad.

#### Zonas seleccionadas - criterios generales

El área elegida para la realización de este estudio se sitúa en el sector centro-oriental de la CB (Fig. 1-9). Dentro de esta área se han seleccionado dos zonas con características neotectónicas diferentes que serán objeto de este estudio:

-A/: Zona de falla de Alhama de Murcia (FAM) y su entorno: Esta zona engloba la zona de cizalla con expresión superficial de la citada falla, así como las unidades morfoestructurales y tectosedimentarias de su entorno: Sierra de las Estancias, cuenca neógena de Lorca, S<sup>a</sup> de la Tercia, S<sup>a</sup> de Espuña, cuenca neógena de Alhama-Fortuna, depresión cuaternaria del río Guadalentín y S<sup>a</sup> de Carrascol.

Las sierras están constituidas por materiales de las Zonas Internas correspondientes a los complejos Nevadofilábride, Alpujárride y Maláguide. Las cuencas sedimentarias están rellenas por depósitos cuyas edades oscilan entre el Mioceno medio y el Holoceno. La falla de Alhama de Murcia deforma materiales tanto de las Zonas Internas como de relleno de las cuencas con edades que van desde Mioceno medio hasta Pleistoceno.

Además de la citada falla, en la zona existen varias fallas de segundo orden relacionadas con la FAM. Una de ellas, la que hemos denominado falla de Las Viñas (situada al Oeste de Lorca) y cuya actividad neotectónica se había ignorado hasta ahora, será estudiada en detalle.

-B/: Zona Sur de Almería: Esta zona abarca las sierras de Gádor, Alhamilla y Contraviesa compuestas de materiales de las Zonas Internas (Cjos. Nevadofilábride y Alpujárride), además de las depresiones neógeno-cuaternarias de Berja, Campo de Dalías, Almería y Níjar. Estas cuencas y sierras se encuentran separadas y controladas fundamentalmente por la falla de Carboneras, el corredor de las Alpujarras y su continuación hacia el Este hasta el Mar Medite-

rráneo con evidente actividad neotectónica. Es una zona con abundante fracturación afectando materiales cuaternarios además de miocenos y pliocenos.

Estas zonas presentan una serie de características estructurales distintivas que las hacen interesantes desde un punto de vista neotectónico. La neotectónica de la zona de la Falla de Alhama de Murcia y su entorno está dominada por la existencia del citado accidente con una longitud próxima a los 100 Km. El Sur de Almería, por el contrario, presenta una fracturación neotectónica mucho más densa pero de longitudes que pocas veces superan los 20 Km. A pesar de ello estamos ante dos zonas con un grado de actividad sísmica semejante e importante (Fig 1-10). Ello, junto con las características concretas que a continuación se exponen las hacen en nuestra opinión interesantes para la investigación que se pretendía.

#### Caracteres como elementos de criterio

##### Sismicidad:

-1º: Ambas zonas presentan una elevada sismicidad tanto histórica como instrumental. En ellas se han registrado desde el año 1518, 52 terremotos de intensidad MSK  $\geq$  VII (ver Tabla I del Anexo I). Estos terremotos ocasionaron numerosos daños materiales en las localidades de Adra, Berja, Dalías, Vera, Almería, Lorca, Totana, Alhama de Murcia, Lorquí, Ceutí, Torres de Cotillas, Alcantarilla y Murcia y numerosas víctimas y heridos (López Marinas, 1977 a y b y 1978 y Martínez Guevara, 1984). La sismicidad instrumental registrada en los últimos años ha sido mas débil. Únicamente cinco terremotos han superado la magnitud (Mb: 4.0) en los últimos 50 años, siendo la máxima 5.0 ocurrida en los terremotos de Sierra Alhamilla de 1984 y Adra de 1993. Pese a ello, estas zonas son, junto con el entorno de la cuenca de

Granada, las áreas que presentan una mayor actividad sísmica instrumental en el Sur de la península Ibérica (Fig. 1-10).

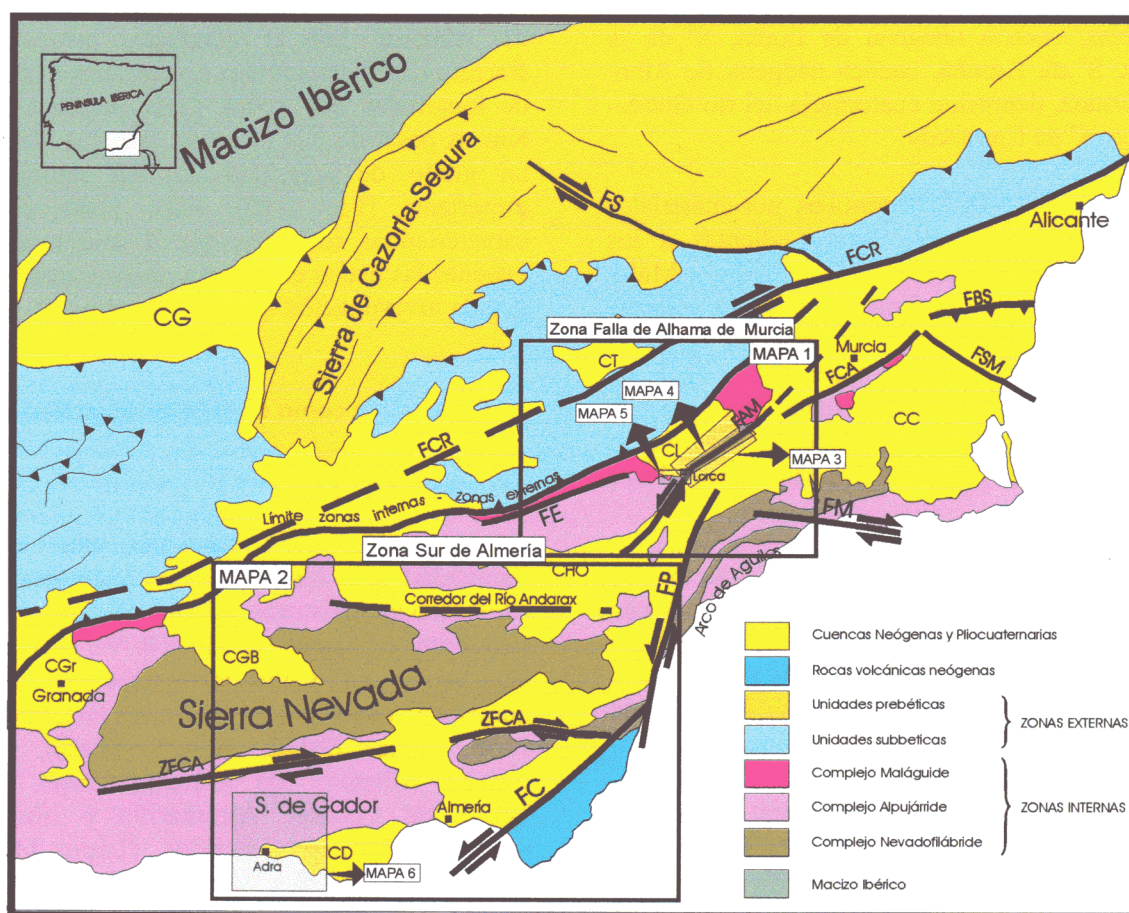
-2º: En ambos sectores se han producido series sísmicas asociadas a terremotos de magnitud  $M_b \geq 4.2$  de las que se posee interesante información sismológica que no ha sido utilizada hasta ahora con el fin de ser interpretadas tectónicamente: Lorca ( $M_b$ : 4.2, 1977), Sierra Alhamilla ( $M_b$ : 5.0, 1984) y Adra ( $M_b$ : 5.0, 1993-1994).

### Tectónica activa:

-3º: En ambos sectores existe abundante fracturación que afecta y/o deforma materiales de edad reciente (Mioceno superior-actualidad).

-4º: Los estudios previos de carácter neotectónico y sismotectónico muestran que, mientras en el entorno de la FAM predomina la tectónica de carácter compresivo, asociada a la actividad de carácter inverso-direccional de esa falla durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, en la zona del Sur de Almería predomina una tectónica distensiva, para esas mismas edades, asociada a la actividad de las fallas NO-SE y NE-SO. Estas fallas son las que parecen presentar mayor grado de actividad en la zona.

Esto permite suponer la coexistencia en el tiempo de distintos campos de esfuerzos en zonas próximas. Estudiando estas dos zonas podremos llegar a identificar y comprender dicho fenómeno y sus posibles causas.



**Fig. 1-9.** Mapa geológico-estructural del sureste de la cordillera Bética en el que se señalan las dos zonas principales estudiadas. FS: falla de Socovos; FCR: falla de Crevillente; FE: falla de Las Estancias; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FCA: falla de Carrascos; FBS: falla del Bajo segura; FSM: falla de San Miguel; FM: falla de las Moreras; FP: falla de Palomares; ZFCA: zona de falla del corredor de las Alpujarras; FC: falla de Carboneras. Asimismo, se señala las áreas de las que se han realizado cartografías en este estudio. Mapas 1 a 6.

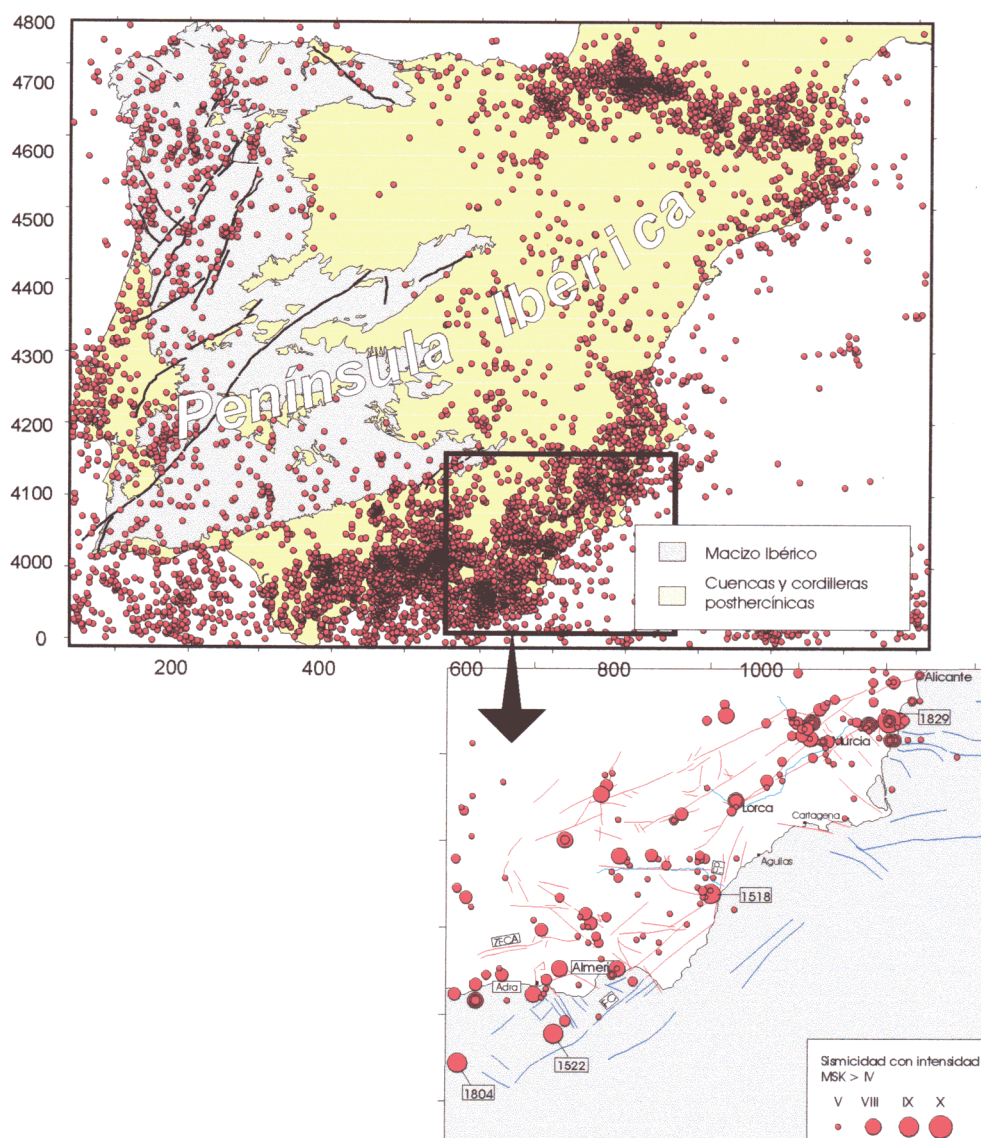


**Registro sedimentario:**

-5º: Un último factor que a nuestro juicio hace a estas dos zonas idóneas para la realización del estudio es el elevado grado de conocimiento de las series y secuencias estratigráficas que rellenan las cuencas neógenas incluidas en ellas, tal y como queda puesto de manifiesto en Friend y Dabrio (1996). Ello, no solo en lo que se refiere al conocimiento de su petrología sedimentaria y estratigrafía, sino también en las relaciones causa-efecto entre la génesis de las unidades tectosedimentarias que las rellenan y la actividad de las fallas de borde que las separan de las sierras. Ello permite disponer de un control temporal bastante bueno para las deformaciones

de edad Miocena y aceptable para las de edad pliocena y pleistocena.

La falta de dataciones absolutas hace que las deformaciones más recientes (Pleistoceno superior y Holoceno) sean básicamente de carácter relativo. En este sentido, a lo largo de la traza de la falla de Alhama de Murcia existen varios afloramientos travertínicos cuaternarios afectados por la falla que son susceptibles de datación absoluta por medio de métodos isotópicos. Ello la convierten en una zona propicia para la realización de un ensayo de utilización de este tipo de datación con fines a la obtención de tasas de deformación y datación de eventos paleosísmicos.



**Fig. 1-10.** A: Mapa de la sismicidad total de magnitud mayor de 2.0 acaecida en la península Ibérica. Datos tomados del U.S.G.S (NEIC). B: Sismicidad con Intensidad > IV acaecida en el SE de la C. Bética (Datos del I.G.N.).



*1. INTRODUCCIÓN*

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

## **1.4. Objetivos del estudio**



## 1.4. Objetivos del estudio

A partir de la aplicación de metodologías pluridisciplinares y de los resultados obtenidos de las mismas, se persigue la obtención de un objetivo general y varios objetivos concretos principales. El objetivo general es la creación de una base de conocimiento neotectónico y sismotectónico de las zonas estudiadas así como la aportación de nuevos datos que sirvan de plataforma para la realización de:

- 1) Investigaciones locales de carácter paleosísmico, neotectónico y sismotectónico.
- 2) Cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica, efecto sitio y en última instancia determinación del riesgo sísmico en la zona estudiada.

La consecución de este objetivo general conlleva una serie de objetivos más concretos principales que pueden resumirse en los siguientes:

**-A:** Proposición modelos cinemáticos y dinámicos argumentados con suficientes observaciones de campo que expliquen la naturaleza y orientación del o los campos de esfuerzos que han actuado en la zona desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

**-B:** Comprensión de la actividad sísmica que afecta a la zona estudiada en cuanto a :

- 1) Identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas más importantes de la zona.
- 2) Identificación del régimen o los regímenes tectónicos vigentes responsables de dicha sismicidad e interpretación de las causas de sus variaciones espaciales y temporales.
- 3) Interpretación tectónica de series sísmicas acaecidas en la zona.

**-C:** Conexión, tanto en lo que se refiere a causas como a efectos, entre la actividad paleosísmica, la tectónica activa y la sismicidad actual en determinados puntos con suficiente información.

**-D:** Identificación de paleoeventos sísmicos y, si es posible, determinación de su tamaño en zonas de falla de distinta naturaleza:

- Zonas de falla de gran longitud y de naturaleza cortical (falla de A. de Murcia).
- Fallas de dimensiones reducidas pero con indicios de expresión superficial de su actividad (fallas del Sur de Almería y fallas secundarias asociadas a la falla de Alhama de Murcia).

**-E:** Realización de una segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia (falla activa de mayor longitud de la zona) mediante el análisis de caracteres geométricos, geomorfológicos y paleosísmicos. Ello permitirá caracterizar de modo detallado esta zona de falla como fuente sismogénica.

**-F:** Determinación del control ejercido por fallas sísmicamente activas en la formación de la morfología actual.



*1. INTRODUCCIÓN*

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio

**1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico**





## 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de periodo neotectónico

A lo largo de esta memoria se utilizarán conceptos concernientes al campo de estudios de las deformaciones recientes que a lo largo de los años han sufrido cambios en función del avance en el conocimiento. El sentido dado a de esos conceptos ha variado a lo largo de los años y son definidos de distinto modo según diferentes autores. A continuación se describen los términos que definen dichos conceptos y el sentido con que serán utilizados a lo largo de este trabajo.

### *Neotectónica y período neotectónico*

El término *neotectónica* fue inicialmente utilizado con un sentido temporal de acotación. Fue introducido por Obruchev (1948) para describir “el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario”. Posteriormente, Slemmons (1991) modifica el intervalo temporal y define neotectónica como el “estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno”.

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónica no debía restringirse dentro de unos límites temporales que en unos lugares pueden ser significativos, pero no en otros. Esta nueva visión del problema tiene que ver con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*) definido por Müir Wood y Mallard (1992) como “régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas”. Mörrer (1990) ya propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona de que se trate.

Vemos que con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia en la definición del concepto de neotectónica al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la

actualidad (Steward y Hancock, 1994).

A pesar de que esta definición es en nuestra opinión acertada y lógica, vista desde un punto de vista teórico, la aplicación que haremos de este término durante este trabajo es algo diferente. Ello se debe a que no partimos de un conocimiento inequívoco de cual es el campo de esfuerzos-deformación vigente en determinados sectores de la zona de estudio. Es más, de los antecedentes se desprende la existencia en la actualidad de campos de esfuerzos activos diferentes en distintas zonas y en distintos intervalos temporales dentro del área de estudio, o incluso diferentes en función de la escala de observación, como ya se verá. Ello hace problemático utilizar el término neotectónica con un sentido único para toda la zona (si pretendemos conservar su significado dentro de la última definición dada). Por ello a lo largo de este estudio hemos preferido utilizar el término neotectónica con un significado temporal. Más concretamente, consideraremos una actividad o una estructura como neotectónicas si se producen o reactivan dentro del período de tiempo que va desde el Mioceno superior (incluido éste) hasta la actualidad. La razón de la elección de este límite temporal se basa en que es durante el Mioceno superior cuando se produce la formación o comienzo de actuación de la mayor parte de las zonas de falla de dimensiones regionales que presentan mayor grado de actividad durante el Cuaternario (Bousquet, 1979). Fallas que parecen controlar gran parte de la actividad sísmica actual.

### *Tectónica activa*

A lo largo de este estudio utilizaremos este término según la definición dada por Wallace (1986) quien la definió como “los movimientos

tectónicos que se espera ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad". En este sentido, consideramos que una estructura o un proceso es activo cuando ha actuado dentro del período histórico y se espera que actúe en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

### ***Falla activa y falla reciente***

Al término *falla activa* se le ha dado a lo largo de los años varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart y Hancock (1994) definen una falla activa como aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el *régimen tectónico vigente* (Muir Wood y Mallard, 1992), mientras que la U.S. Environmental Protection Agency (1981) considera que las fallas activas son aquellas que han sufrido movimientos en los últimos 10.000 años (Holoceno). Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el de *falla activa* viene definido por el término *falla capaz* que la U.S Regulatory Commission (1982) define como aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35.000 años y al menos dos en los últimos 500.000 años. Es decir, fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio utilizaremos el término *falla activa* para referirnos a fallas que presentan suficientes indicios de haberse formado o reactivado durante el Cuaternario ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

El término *falla reciente* se ha utilizado exclusivamente con un sentido descriptivo para fallas que han presentado actividad tectónica desde el Mioceno superior.

### ***Sismotectónica***

Durante el transcurso de este estudio se realizará un análisis sismotectónico de la zona, entendiendo por sismotectónica el estudio de las relaciones genéticas entre la actividad sísmica y la actividad tectónica.

### ***Morfotectónica***

En los distintos capítulos dedicados al estudio de la neotectónica y tectónica activa se realizan análisis morfotectónicos entendiendo como tal, el análisis de los datos tectónicos, fundamentalmente de carácter cinemático, que pueden obtenerse a partir de la observación del relieve a diversas escalas. Es decir, la identificación de movimientos recientes asociados: -1: a la actividad de zonas de falla y -2: a la formación y crecimiento de megaestructuras de deformación en función de su reflejo en las características morfológicas del relieve.

### ***Unidades tectosedimentarias***

Debido a la estrecha relación que presentan los distintos depósitos neógenos aflorantes en la zona de estudio con la actividad de las fallas principales, hemos considerado necesaria su división en Unidades Tectosedimentarias (Garrido-Megías, 1973) a la hora de cartografiarlas y analizarlas tectónicamente. A este respecto y para este trabajo, debemos señalar que cuando hablamos de unidades tectosedimentarias nos referimos a unidades sedimentarias limitadas a techo y a muro por discordancias interpretadas como el resultado de episodios o eventos tectónicos concretos acaecidos en este sector.

*1. INTRODUCCIÓN*

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de periodo neotectónico

## **1.6. Marco Metodológico**



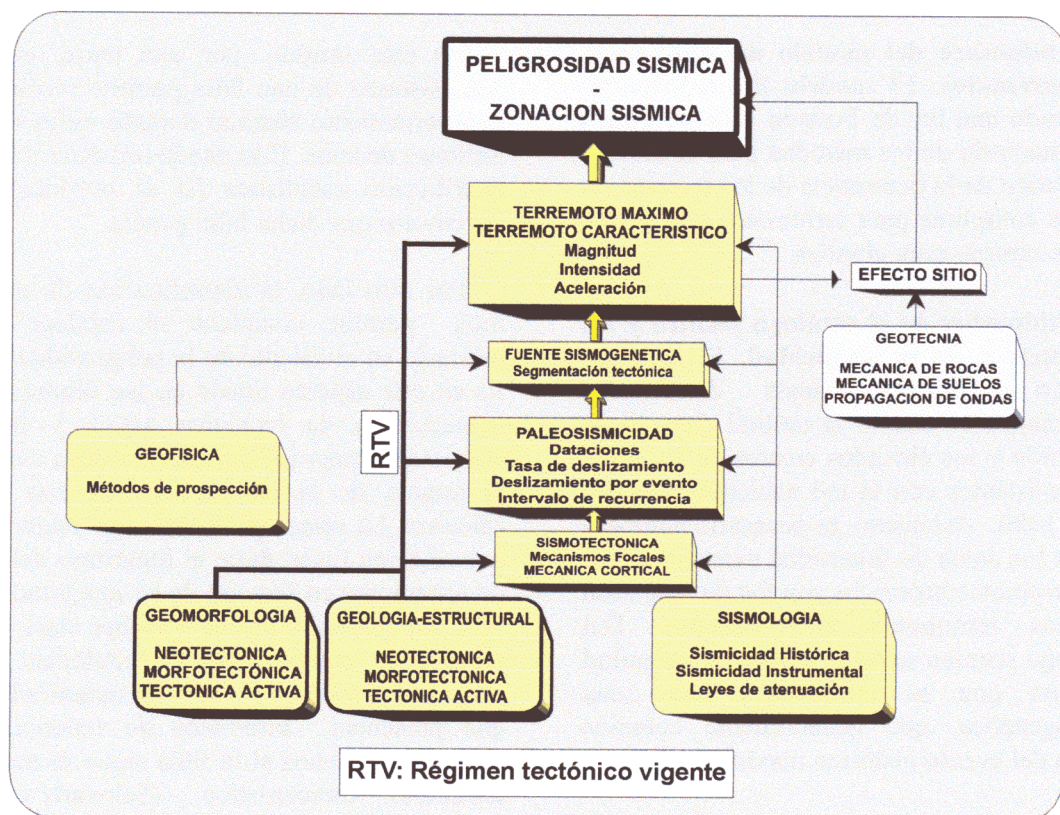
## 1.6. Marco Metodológico

En la Fig. 1-11 se muestra un árbol metodológico en el que se representan de modo secuencial las disciplinas metodológicas y áreas de conocimiento que intervienen en un proceso de cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica y con ello la realización de una zonación sísmica.

La **peligrosidad sísmica** se define como la “probabilidad de que el parámetro que mide el movimiento del terreno, debido a la ocurrencia de un terremoto, sobrepase un nivel umbral dado, durante el período de tiempo de interés” (Muñoz, 1989). El movimiento del terreno puede medirse mediante varios parámetros: intensidad, aceleración, velocidad o desplazamiento del terreno. Por el contrario, el **riesgo sísmico** se define como el producto de la peligrosidad sísmica multiplicada por la vulnerabilidad, siendo esta la probabilidad de que ocurra una consecuencia concreta en un emplazamiento, dada una intensidad determinada.

La peligrosidad sísmica, por tanto, mide la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico y el riesgo hace referencia a los daños que ese evento puede ocasionar.

Mediante la aplicación de la **geología estructural** y la **geomorfología** tenemos acceso al **régimen tectónico vigente** (RTV) que controla la actividad de las fuentes sismogénicas de la zona y, por tanto, responsable de la actividad sísmica reciente y en un futuro inmediato. El análisis de la fuente sismogénica requiere además el estudio de la actividad sísmica instrumental mediante el análisis de determinados parámetros **sismológicos**. Todo ello unido a la aplicación de **técnicas geofísicas** para la propia identificación de las posibles fuentes sismogénicas y la medida de sus dimensiones a escala cortical para su caracterización mecánica (**mecánica cortical**), constituye la base metodológica de este estudio.



**Fig. 1-11.** Esquema metodológico en el que se enmarca el proceso de cálculo de la peligrosidad sísmica de una zona y su consiguiente zonación sísmica. En color más oscuro se señala la parte del proceso metodológico abarcado en el presente estudio.

La combinación de estas metodologías, o de técnicas concretas propias de ellas, permite la realización del **análisis sismotectónico** y del **análisis paleosísmico** que dan lugar a la caracterización de la **fuerza sismogénica**. Como resultado final se obtienen el **terremoto máximo** y/o el **terremoto característico** para cada fuente sismogénica así como los Parámetros sismológicos teóricos asociados (**magnitud, aceleración, intensidad...**).

La combinación de estos datos con estudios del efecto sitio, propio de cada emplazamiento, converge en la determinación final de la **peligrosidad sísmica**.

Como se ha descrito anteriormente, uno de los objetivos principales de este estudio es el servir de base para futuros proyectos de determinación y evaluación de la **peligrosidad sísmica** y el **riesgo sísmico** en la región y con ello contribuir a una planificación territorial más correcta de la región.

Existen varias fuentes de incertidumbre en los cálculos de peligrosidad sísmica. Mallard y Woo (1993) los resumen en:

- **Incertidumbre del modelo de ocurrencia de terremotos.** El modelo de distribución siguiendo una ley de Poisson que se utiliza en la mayoría de los métodos para el estudio estadístico de la ocurrencia de los mismos no parece cumplirse para terremotos con periodos de retorno muy grandes.
- **Incertidumbre en el catálogo sísmico y los parámetros de la sismicidad.** El catálogo sísmico en España presenta deficiencias importantes en cuanto al umbral elevado de detección y los elevados errores de localización existentes con la red nacional existente hasta 1980. Asimismo, es necesario homogeneizar los datos de Intensidad existentes para los terremotos históricos con los de magnitud de los terremotos instrumentales. Del catálogo sísmico se suele extraer la magnitud máxima que se atribuye a una zona sismogénica, que generalmente coincide con la del evento histórico máximo.
- **Incertidumbre en la definición de fuentes sismogénicas.** La correcta definición de la fuente sismogénica requiere datos de carácter geológico, geofísico y sismológicos,

pero el modo de utilización y la ponderación de sus importancias relativas en cada caso no están bien definidas.

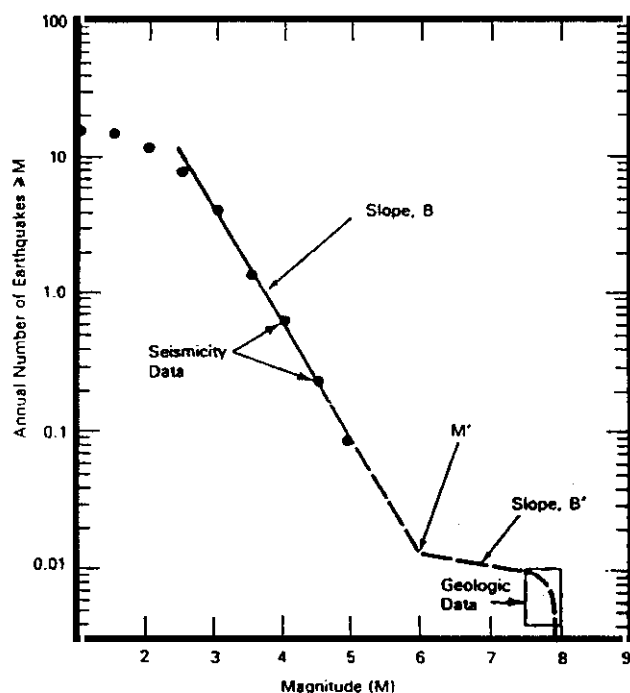
- **Incertidumbre en las leyes de atenuación.** El cálculo de leyes de atenuación con el fin de determinar el efecto que una sacudida de una fuente sísmica tiene en el emplazamiento requiere la obtención de valores empíricos que en muchos casos no existen. En tales casos son necesarias modelizaciones o extrapolaciones.
- **Incertidumbre en la determinación de la aceleración, velocidad y desplazamiento de diseño.** La escasez de acelerómetros en la red sísmica nacional induce el uso de relaciones empíricas intensidad/aceleración que conlleven incertidumbre a causa la gran influencia que tienen las condiciones locales en ese tipo de relaciones.

La geología y más concretamente la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad aportan herramientas que permiten disminuir en alguna medida las tres primeras incertidumbres descritas.

En este sentido, por una parte, el estudio paleosísmico de una falla permite reconstruir su comportamiento sísmico durante miles o incluso millones de años. Ello puede informar del tipo de distribución estadística (si se produce) en los terremotos que dicha falla genera.

Por otro lado, la identificación de paleoseismos permite completar el catálogo sísmico utilizado en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Es en este aspecto donde en los últimos años la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad están induciendo mayores avances en la mejora de la certidumbre en este tipo de cálculos. La relación Gutenberg-Richter señala una relación lineal entre el logaritmo del número de terremotos en función de su magnitud (Fig. 1-12). Sin embargo, parece bastante claro que esta relación se cumple para la sismicidad de baja magnitud y no para eventos de magnitud elevada que presentan intervalos de repetición muy elevados, y menos si la falla sigue el modelo de terremoto característico (Schwartz y Copper-smith, 1984). Los datos geológicos permiten identificar esos intervalos de repetición (intervalos de recurrencia). De no ser por su utilización, la extrapolación de los datos de terremotos





**Fig. 1-12.** Relación entre magnitud y tasa de ocurrencia de terremotos para fallas con comportamiento "característico", tomado de Schwartz and Coppersmith (1984). Como puede observarse, los datos de sismicidad aportados por la geología se apartan bastante de la regresión ajustada a los datos instrumentales.

de baja magnitud inducen (como se observa en la figura) a subestimaciones de magnitud o a sobreestimaciones de intervalos de recurrencia. En este sentido, los terremotos que se producen en la zona aquí estudiada, en función de su situación geodinámica y de las tasas de movimiento que se desprenden de la dinámica de las placas pueden clasificarse (siguiendo la clasificación de Scholz (1990), ver Tabla I ) como terremotos tipo intraplaca con influencias de límite de placa. Estos terremotos presentan tiempos de recurrencia que oscilan entre 100 y 10.000 años. Estos elevados periodos de recurrencia, si bien inducen probabilidades más bajas en los estudios de peligrosidad sísmica, también pue-

den acarrear sorpresas y hacer considerar que determinadas fallas no son activas cuando realmente lo son.

Por último, nos queda el tercer tipo de incertidumbre, es decir la correcta definición de la fuente sismogénica. Es aquí donde la combinación de los estudios de neotectónica, sismotectónica y geofísica permiten identificar las posibles fuentes sismogénicas. En los últimos años se ha puesto de manifiesto la "peligrosidad" sísmica que presentan ciertas fallas cubiertas por depósitos recientes y aparentemente invisibles para los estudios neotectónicos, y sismotectónicos, véanse los ejemplos de los terremotos de Coalinga en 1993 y Northridge en 1994 (USGS & SCEC, 1994). Estos terremotos fueron producidos por fallas cuya actividad o incluso su propia existencia se desconocía. La geofísica constituye en este caso una herramienta imprescindible en este tipo de estudios.

Como conclusión del marco metodológico en el que se sitúa este estudio, podemos decir que en el transcurso del mismo se han aplicado las metodologías conducentes a la caracterización de la fuente sismogénica. En la Fig. 1-11 se han sombreado en color amarillo las metodologías y fases metodológicas que se han cubierto en mayor o menor medida durante el mismo.

Este estudio constituye por tanto una aportación y es la base para una determinación y evaluación de la peligrosidad sísmica en el Sureste de la Cordillera Bética.

**Tabla I**

Valores de tasa de deslizamiento y periodos de recurrencia en función del marco geodinámico del terremoto (de Scholz, 1990)

TIPO	TASA DE DESLIZAMIENTO (mm/a)	PERIODO DE RECURRENCIA (años)
Intraplaca	<0.1	>10000
Intraplaca en relación con borde de placa	0.1 < v < 10	100 - 10000
Interplaca	>10	≈ 100





## *1. INTRODUCCIÓN*

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico
- 1.6. Marco Metodológico

# **1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas**

- 1.7. 1. Plan metodológico
- 1.7. 2. Metodologías concretas aplicadas
- 1.7. 3. Estructura de presentación de la investigación en función de las metodologías aplicadas



## 1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

### 1.7.1. Plan metodológico

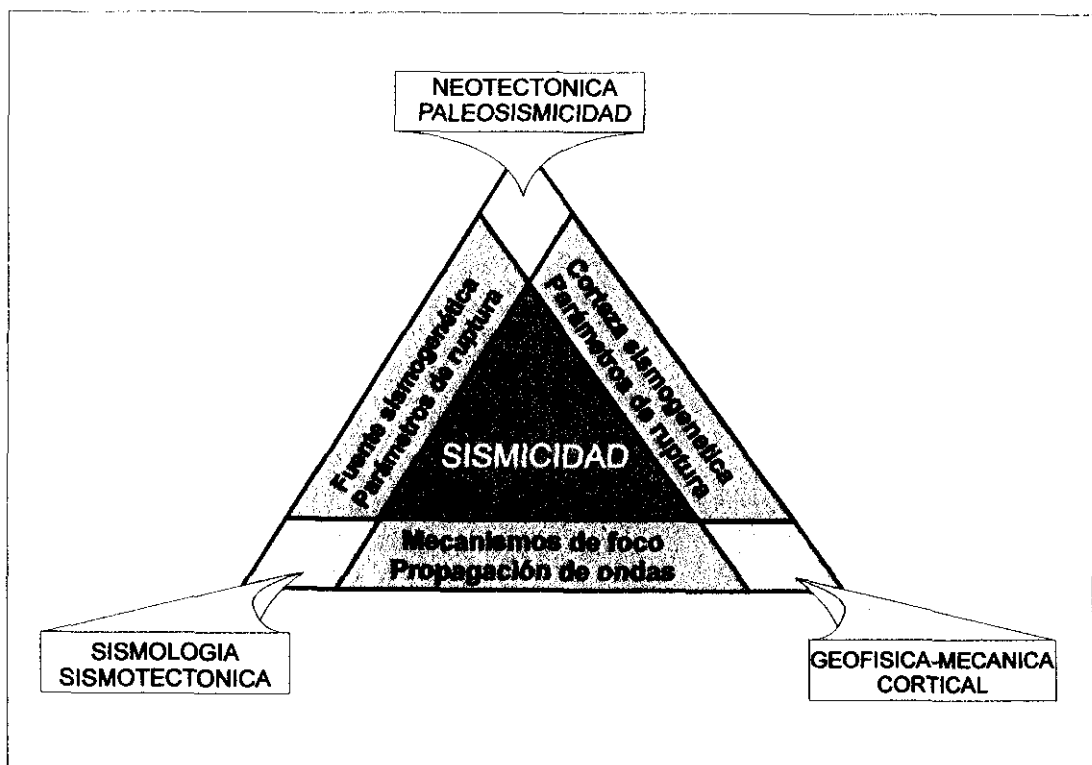
El estudio que aquí se presenta está enfocado en una mayor medida, como el título del trabajo indica, al estudio de la actividad neotectónica y la tectónica activa de las zonas seleccionadas. La aplicación por separado de técnicas de estudio relacionadas con las disciplinas descritas, y la interpretación de los datos que de ellas se obtienen, permiten a priori alcanzar algunos de los objetivos principales antes descritos.

Sin embargo, para alcanzar todos los objetivos perseguido con un mayor grado de fiabilidad pensamos que es imprescindible la aplicación de técnicas y metodologías auxiliares que, si bien se sitúan en áreas de conocimiento aparentemente alejadas, pueden ayudar a la resolución de problemas concretos. Con este fin y dentro del

marco metodológico antes descrito, se diseña un plan metodológico (Fig. 1-13) basado en la combinación de tres áreas metodológicas diferentes:

- A: Neotectónica – Paleosismicidad
- B: Sismología – Sismotectónica.
- C: Geofísica - Mecánica cortical.

La combinación entre sí de las técnicas y metodologías asociadas a estas tres áreas de conocimiento permiten llegar al entendimiento de las causas y efectos de la sismicidad en la zona. Dichas combinaciones y los resultados que de ellas se esperan, se pueden resumir en los siguientes puntos:



**Fig. 1-13.** Esquema de articulación entre las tres principales áreas de conocimiento abarcadas en el presente estudio, necesarias para entender el fenómeno sísmico.

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con el **análisis sismológico** y **sismotectónico** de la zona ayuda a caracterizar el comportamiento sismogenético de las fallas estudiadas ya que permite:

-a/: Relacionar la sismicidad actual con fallas o zonas de falla concretas.

-b/: Determinar las dimensiones de paleorupturas y correlacionarlas con tamaños de terremotos.

-c/: Interpretar tectónicamente terremotos recientes que presenten suficiente información sismológica.

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con observaciones de tipo **geofísico** (prospección) y de tipo **reológico** (**mecánica cortical**) ayuda a una definición de la corteza sismogenética y con ello también de los parámetros de ruptura. Por otra parte, la aplicación de técnicas de prospección geofísica (en nuestro caso gravimetría) permite la identificación de posibles fallas ocultas bajo depósitos recientes, como posibles fuentes sismogenéticas.
- La combinación de técnicas metodológicas de **sismología** y **sismotectónica** con técnicas **geofísicas** y datos de **mecánica cortical** permite:

-a/: Identificar variaciones en cuanto a estructura de la corteza y sus características reológicas y con ello analizar las causas de la distribución espacial de la sismicidad, tanto en la horizontal como en sección. Con ello pueden definirse las dimensiones y variaciones locales de la corteza sismogenética.

-b/: Interpretar tectónicamente la naturaleza y disposición de los mecanismos focales obtenidos hasta ahora en la región.

En este estudio hemos pretendido abarcar en la medida de lo posible los tres vértices de conocimiento que rodean al fenómeno sísmico (Fig. 1-13). A partir de su combinación hemos

intentado llegar a un mejor entendimiento de sus causas y efectos en la región estudiada. Debemos admitir que la dificultad que encierra abarcar en un único estudio metodologías y áreas de conocimiento tan separadas entre sí, puede acarrear el riesgo de no alcanzar el grado de profundización deseable en algunas de las metodologías aplicadas. Sin embargo, hemos considerado que a pesar del riesgo, las conclusiones que puedan obtenerse de este estudio estarán fundamentadas en un banco de datos lo suficientemente amplio como para permitir futuras profundizaciones en problemas concretos a través de diferentes vías de investigación. Ello ha resultado un factor determinante a la hora de realizar un estudio pluridisciplinar de esta naturaleza.

### **1.7.2. Metodologías concretas aplicadas**

A continuación se describen las distintas metodologías y técnicas concretas que han sido utilizadas a lo largo del estudio con el fin de conseguir los objetivos propuestos. Considerando el plan metodológico diseñado las describiremos en función de las áreas metodológicas con las que son afines.

#### 1.7.2.1. Neotectónica - Paleosismicidad

El estudio neotectónico y paleosísmico de las fallas seleccionadas y de las estructuras asociadas permitirá, entre otras cosas, determinar los campos de esfuerzos que han actuado durante el período neotectónico y sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. La aplicación de determinadas técnicas paleosísmicas ayudará a la búsqueda de paleoeventos y a la obtención de tasas de movimiento recientes asociadas a distintas fallas. Con estos fines, se han aplicado las siguientes técnicas y metodologías:

#### **- Cartografía estructural:**

-A/: Cartografía estructural de síntesis a escala regional: Se han realizado dos cartografías de síntesis a escala regional en las dos subáreas de estudio preferente seleccionadas: Zona de Falla de Alhama de Murcia y su entorno (Mapa 1) y zona Sur de Almería (Mapa 2). En la Fig. 1-9 se muestra el área abarcada en ambas

cartografías. Para su realización se ha utilizado una base topográfica de escala 1:100.000 sobre la que se han representado datos procedentes de:

- Cartografía geológica a escala 1:50.000 de la serie Magna del ITGE.
- Cartografías de trabajos previos (ver leyendas de mapas).
- Datos de campo propios.
- Datos procedentes del análisis de lineaciones observadas en ortoimágenes espaciales 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat.
- Datos de alineaciones de epicentros sísmicos observadas en las proyecciones del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional.

La primera de las cartografías (mapa 1 (escala 1:180.000)) abarca el Oeste de la provincia de Murcia y el Norte de la de Almería y engloba la zona de estudio surcada por corredores de fracturación de longitudes importantes y con indicios de actividad neotectónica importante: zonas de falla de Crevillente, Norbética, de Alhama de Murcia y terminación septentrional de la zona de falla de Palomares. A esta zona la denominaremos Zona Murcia-Almería.

La otra cartografía regional elaborada abarca el centro y Sur de la provincia de Almería y el Este de la provincia de Granada (Mapa 2 (E. 1:400.000). Este área se caracteriza por la existencia de tres grandes corredores: el corredor del río Andárxax, la zona de falla del corredor de las Alpujarras y la zona de falla de Carboneras.

En ambas cartografías se han representado unidades tectosedimentarias mayores que puedan aportar una visión de la evolución tectosedimentaria de la región desde el Paleoceno hasta la actualidad (ver leyenda de los mapas)

-B/: Cartografía estructural a escala local.

Se han cartografiado cuatro áreas (Fig. 1-9) a escalas más detalladas (entre 1:20.000 y 1:50.000: mapas 3, 4, 5 y 6). El mapa 3 engloba la zona de falla Lorca-Totana y además cubre la totalidad de la S<sup>a</sup> de la Tercia (ST) y el sector suroriental de la cuenca neógena de Lorca. Esta cartografía se realizó sobre base topográfica a escala 1: 25.000. El mapa 4 cubre el sector Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia y fue realizado sobre una base topográfica de escala 1:15.000. El mapa 5 cubre la falla de Las

Viñas y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:10.000. El mapa 6 engloba el sector Adra-Berja-Dalías en el Sur de la provincia de Almería y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:15.000. Los tres mapas se presentan a escalas ligeramente inferiores a las de cartografía. Para su elaboración se ha realizado cartografía de campo utilizando fotografías aéreas a escala 1:15.000.

En las cartografías realizadas a escala local se ha prestado especial atención en la representación de las estructuras de deformación tanto continuas como discontinuas que afectan a materiales de edad Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Asimismo, se ha procurado diferenciar las distintas unidades tectosedimentarias cuyos límites superior e inferior aportan datos acerca de cambios en la dinámica deformacional de la zona. En las cartografías de más detalle se han representado además algunos elementos morfológicos que constituyen indicadores de deformación reciente. Asimismo, se han distinguido en la medida lo posible (según el estado de modificación antrópica de las zonas) las unidades morfosedimentarias cuaternarias que, si bien no presentan un control bueno en cuanto a su edad, sí aportan información acerca de la evolución de las deformaciones cuaternarias.

**Análisis estratigráfico:**

Se ha realizado el levantamiento de columnas estratigráficas sintéticas en la cuenca miocena de Lorca a un lado y otro de la zona de falla de Alhama de Murcia con el fin de determinar el control de esta falla en la naturaleza y evolución de la sedimentación miocena y pliocena. Lo mismo se ha realizado para el sector Adra-Berja-Dalías. Para el resto de la zona, se han utilizado datos estratigráficos bibliográficos de las que se han realizado síntesis en determinados puntos con algunas modificaciones en función de nuestras propias observaciones.

**Análisis morfotectónico:**

En las distintas áreas estudiadas se ha analizado la relación tectónica reciente - morfología. Para ello hemos utilizado la Carta Digital de España elaborada por el Servicio Geográfico del Ejército cuyos datos provienen de la digitalización de una base altimétrica de escala 1:250.000. Se ha analizado la morfología del relieve a escala regional en relación con las

deformaciones deducidas en las zonas de falla. Estos indicios puede obtenerse a partir de distintos indicadores superficiales:

- Áreas de encajamiento anómalo de la red fluvial (levantamiento reciente)
- Cambios de dirección anómalos de la red fluvial (Keller, 1986).
- Cambios en el régimen de circulación de los ríos asociados a cambios de pendiente (Ouchi, 1985; Schumm, 1986; Huang, 1993)
- Asimetría de las redes de drenaje asociadas a basculamientos (Hare y Gardner, 1985; Cox, 1994).

Se han realizado perfiles topográficos (en algunos casos seriados) de los distintos modelos digitales del terreno creados con el fin de identificar:

- Basculamientos de superficies de equilibrio: Terrazas fluviales, terrazas erosivas, superficies de colmatación de cuencas, superficies de erosión y superficies de cumbres.
- Flexiones de carácter regional.
- Pendientes anómalas.

### **Análisis geomorfológico de la red fluvial:**

Se ha realizado un perfil longitudinal de detalle del río Guadalentín a su paso sobre la zona de falla de la FAM. Ha sido realizado sobre una base topográfica a escala 1:5.000. Asimismo, se han analizado sobre bases topográficas a escalas 1:5000 y 1:10000 anomalías en el trazado de ramblas y arroyos a su paso sobre la traza de la FAM en todo su recorrido. Lo mismo se ha realizado en sectores concretos de la cuenca de Berja (Sur de Almería) con el fin de identificar :

- Capturas inducidas tectónicamente.
- Desviaciones de dirección de canales fluviales inducidos por eventos de movimiento cosísmico (Huang, 1993)
- Valles colgados, valles sin cabecera...etc., que indiquen movimientos verticales recientes (Bull y McFadden, 1977).
- Cambios en la morfología de los perfiles de valle que indican asimismo movimientos de carácter vertical (Hack, 1973; Mayer, 1986).

## **Análisis paleosísmico:**

### **-A/: Análisis de trincheras naturales.**

Se han aprovechado los cortes naturales de algunas ramblas a la altura de la traza de la FAM que dejan a la vista depósitos aluviales cuaternarios afectados por la actividad de la falla. En los puntos adecuados se han aplicado técnicas de interpretación propias del estudio de trincheras (Sieh, 1978 y 1984). Se limpió la superficie aflorante y se dispuso una cuadrícula de dos metros de lado para facilitar la interpretación y representación de las estructuras de deformación. Se realizaron, a partir de esos esquemas, reconstrucciones de estadios de deformación previos y mediciones de desplazamientos por evento.

### **-B/: Dataciones absolutas**

Debido a motivos ajenos a la investigación no fue posible realizar una campaña de dataciones del modo que se hubiese deseado. Se aprovechó, sin embargo, la existencia de surgencias termales y mineralizantes a lo largo de la traza de la FAM que han generado abundantes depósitos travertínicos durante el cuaternario reciente y aún lo hacen en la actualidad. Estos travertinos cubren en determinados sectores la traza de la falla solapándola. En otros casos sin embargo, se encuentran deformados. Ello nos llevó a realizar un ensayo de utilización de dataciones absolutas por medio del método del Th-U, para la obtención de datos paleosísmicos y tasas de movimiento reciente. Con ello se pretendía, además de obtener datos valiosos para caracterizar el tramo de la falla de Alhama de Murcia implicado, ensayar una metodología con fines a su aplicación en futuros proyectos de investigación de carácter más detallado.

Los pasos de este ensayo se discutirán más detalladamente en el capítulo correspondiente. Adelantamos aquí una breve descripción teórica del método utilizado.

### **Método de datación absoluta aplicando las series de desintegración del Uranio**

El método Th-U se basa fundamentalmente en la insolubilidad del Torio dentro de la familia radioactiva del isótopo 238 del Uranio  $U^{238}$  (Fig. 1-14). Por ello, los isótopos 238 y 234 del Uranio

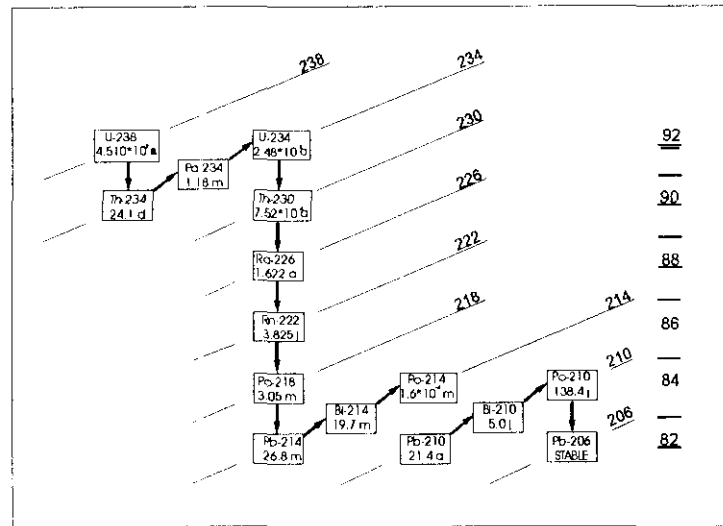


Fig. 1-14. Caminos de desintegración de la familias radioactivas del Uranio, tomado de Quinif (1989).

son los únicos miembros de la familia que pueden ser transportados en disolución por aguas cargadas de  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  y precipitados en forma de carbonato cálcico como espeleotemas o travertinos.

Desde el momento en que se produce la precipitación del carbonato cálcico el  $\text{U}^{234}$  genera por desintegración  $\text{Th}^{230}$  creciendo su cantidad en la roca con el tiempo y conformando de este modo un geocronómetro. El intervalo de tiempo que puede cubrir este geocronómetro teóricamente va desde pocos miles de años hasta 400.000 años (Duplessy et al., 1972; Harmon et al., 1975), aunque en nuestro caso, como luego se verá, se pueden llegar a datar edades superiores.

Un factor importante que debe asumirse al utilizar el método es el fraccionamiento que existe entre los isótopos  $\text{U}^{238}$  y  $\text{U}^{234}$  dentro de la familia. En las aguas de precipitación natural la relación  $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$  es  $>1$ . Esto es debido a la mayor solubilidad del  $\text{U}^{234}$  (Quinif, 1989). Cuando el sistema geoquímico se cierra, la relación  $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$  tiende a acercarse a la unidad. La siguiente ecuación controla el proceso:

$$(\text{U}^{234}/\text{U}^{238}) = 1 + [(\text{U}^{234}/\text{U}^{238})_0 - 1] e^{-\lambda_{234} t} \quad (1)$$

Esta ecuación supone que conocemos la relación inicial  $(\text{U}^{234}/\text{U}^{238})_0$ . Además, si consideramos que el  $\text{Th}^{230}$  presente en la muestra puede proceder, por un lado del  $\text{U}^{239}$  en desequilibrio siempre con el  $\text{U}^{233}$  y por otro, del

$\text{U}^{234}$  en exceso, puede llegarse a la siguiente ecuación (Faure, 1977):

$$(\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}) = ((1 - e^{-\lambda_{230} t})/\lambda_{230}) + (\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})) * ((\text{U}^{234}/\text{U}^{238})_0 - 1) * (e^{-\lambda_{234} t} - e^{-\lambda_{230} t}) \quad (2)$$

donde  $(\text{U}^{234}/\text{U}^{238})_0$  es la relación inicial de los dos isótopos y  $\lambda_n$ : es el parámetro de actividad del isótopo n.

Tenemos por tanto dos ecuaciones (1) y (2) con dos incógnitas:

-1: Tiempo (t)

-2:  $(\text{U}^{234}/\text{U}^{238})_0$

Ese valor de tiempo obtenido nos da la edad de la muestra.

La recogida de las muestras y el método de selección fueron dirigidos con el objetivo de asegurar en la medida de lo posible que la muestra de calcita datada se hubiera encontrado en todo momento en un sistema geoquímico cerrado (ver discusión en capítulo 2.5.3.1).

A partir de las edades obtenidas se realizó una interpretación cinemática y un cálculo de tasas de movimiento promediadas para el Cuaternario.

### **Análisis estructural:**

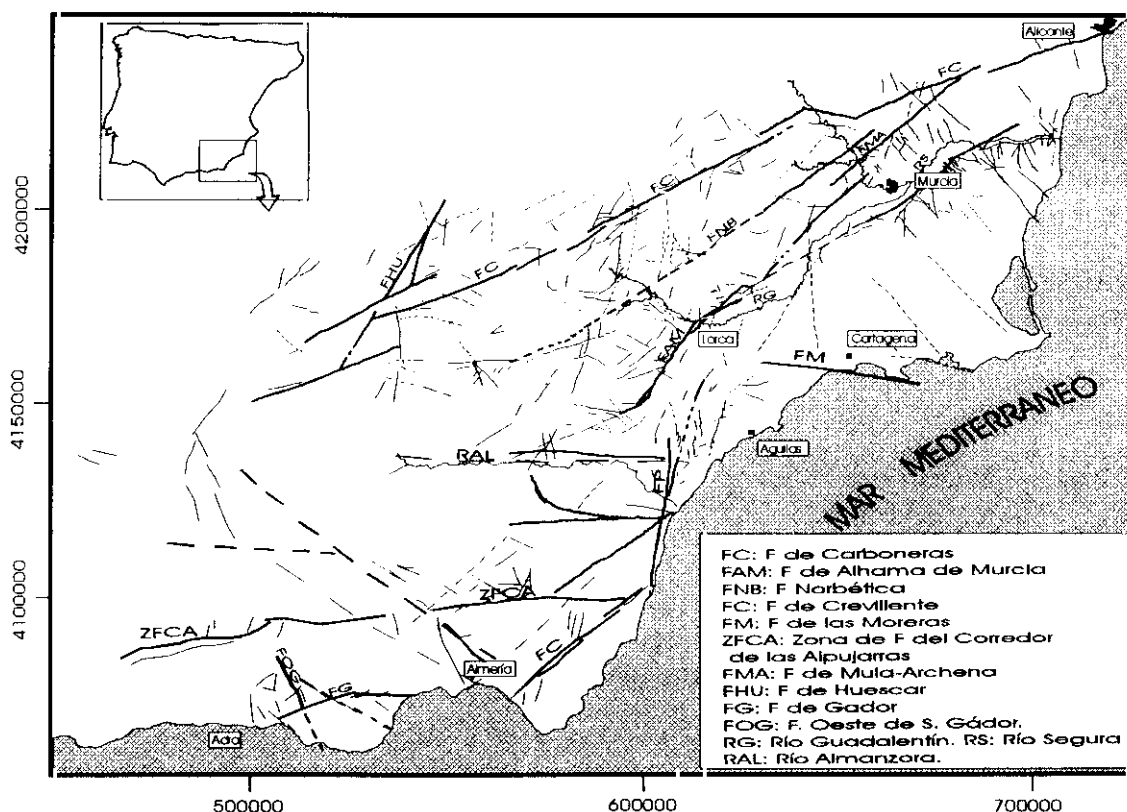
-A/: Análisis estructural de ortoimágenes espaciales a escala 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat a partir del cual se identifican zonas de fracturación y lineaciones en materiales neógenos y cuaternarios sin deformación superficial.

-B/: Mapa de fracturación a escala regional. Se han digitalizado las fallas que afectan y/o controlan a los depósitos de edad postmiocena con el fin de generar una base de fracturación sobre la que proyectar los epicentros de seismos tanto históricos como instrumentales (Fig. 1-15). Las fracturas digitalizadas se han identificado a partir del análisis e interpretación de las ortoimágenes espaciales 1:100.000. Asimismo, han sido representadas fallas ya identificadas en cartografías anteriores (Mapa Geológico escala 1:50.000 del ITGE) y otras deducidas a partir de fotografías aéreas.

-C/: Mesotectónica. Análisis de criterios cinemáticos en planos de falla: A lo largo de todo el estudio de campo se han reconocido numerosos planos de fracturación frágil afectando materiales

del Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Con el fin de obtener los vectores de deslizamiento para cada plano de falla y caracterizar su cinemática se han interpretado los criterios cinemáticos presentes en los planos de fricción. Para seguir un criterio interpretativo definido y teniendo en cuenta la existencia de algunas estructuras que pueden presentar distintas interpretaciones cinemáticas (Steward y Hancock 1991) se han seguido los propuestos y utilizados por Doblas (1987), posteriormente perfeccionados, testados y aplicados a fracturas de la Cordillera Bética en Doblas et al. (1997) (Fig. 1-16).

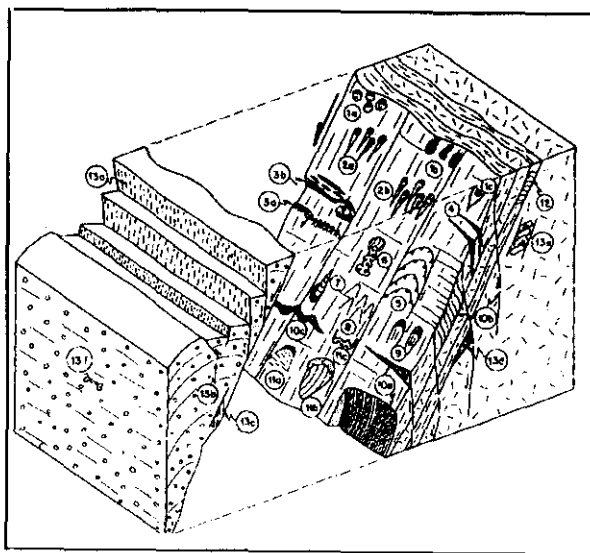
-D/: Análisis de paleoesfuerzos: Con el fin de determinar posibles variaciones laterales en la naturaleza y orientación del o los tensores de esfuerzos que han actuado en la zona a lo largo del periodo neotectónico, se han recopilado los datos de paleoesfuerzos obtenidos en trabajos anteriores. Asimismo, se ha realizado un análisis poblacional de fallas en el entorno de Adra y de venas de cizalla en el sector Lorca-Totana de la falla de A. de Murcia. Se han medido y analizado 183 venas de cizalla rellenas de yeso fibroso y fallas con criterios de movimiento inequívocos repartidas en nueve estaciones. A estos datos se



**Fig. 1-15.** Mapa de fracturación reciente que deforma y/o controla la posición de depósitos pliocenos y cuaternarios en el este de la Cordillera Bética.



les han aplicado dos métodos de inversión de esfuerzos: el *Método de Inversión de Esfuerzos* de Reches (Reches, 1987; Reches et al., 1992) y el método desarrollado en (De Vicente, 1988 y Capote et al., 1991) basado en el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1983). En el capítulo correspondiente se describirá cada uno de los métodos con el fin expresar y relacionar más directamente los resultados obtenidos con la interpretación dinámica de los mismos.



**Fig. 1-16.** Criterios de movimiento en planos de fricción utilizados para la caracterización cinemática de las fallas estudiadas, tomado de Doblas et al. (1997). 1: Granos asimétricos; 2. Marcas en forma de zanahoria; 3. Escalones congruentes e incongruentes; 4. Grietas de tensión; 5. Fracturas inversas; 6. Material arrastrado; 7. caracteres en forma de gota con estructuras de microrizado; 8. marcas en forma de "v"; 9. escalones cóncavos congruentes de arañado; 10. Caracteres híbridos sintéticos; 11. Huellas de arado; 12. Arrastre congruente de elementos planares preexistentes; 13. indicadores externos al plano de falla.

#### 1.7.2.2. Sismología - Sismotectónica

Por otra parte, el análisis de la sismotectónica de la zona ayudará a comprender la disposición espacial de la sismicidad y su relación con las fallas estudiadas mediante las técnicas neotectónicas y paleosísmicas. Para ello, se aplicará la siguiente metodología.

#### **Análisis espacio-temporal de la sismicidad:**

##### **-A/: Mapas y perfiles de sismicidad instrumental:**

Se han realizado mapas y perfiles de la sismicidad general y de series sísmicas concretas a diversas escalas. Para su elaboración se han filtrado aquellos terremotos con errores de localización tanto horizontal como vertical elevada. En el capítulo correspondiente se describen las características de la base de datos utilizada. La sismicidad se ha proyectado sobre el mapa de fracturación reciente elaborado con anterioridad. Se han proyectado epicentros de modo secuencial en función tanto de intervalos de tiempo de ocurrencia como de profundidad focal. Los perfiles de sismicidad se han realizado tanto a escala regional como a escala local cortando según diversas orientaciones las nubes de réplicas de varias series sísmicas acaecidas en la zona.

**-B/: Análisis de sismicidad histórica:** Se ha realizado una revisión bibliográfica así como una recopilación de datos en el terreno acerca de los efectos producidos por los eventos históricos más importantes de la zona. Se han extraído observaciones concretas referentes a efectos que pudieran tener significado geológico. Observaciones indirectas de la fenomenología descrita en documentos históricos permite identificar efectos cosísmicos que pueden informarnos sobre procesos tales como: licuefacciones, rupturas superficiales, anomalías hidrogeológicas asociadas a modificaciones de la presión de fluidos, secuencias de réplicas y variaciones relativas del nivel del mar.

**-C/: Recopilación de mecanismos de foco.** Se han recopilado de la bibliografía los mecanismos focales calculados en el área de estudio así como en la región del Mar de Alborán y Norte de África con el fin de proyectarlos en un mapa de mecanismos de foco que ayude a interpretar los regímenes geodinámicos vigentes en el entorno de la zona.

#### 1.7.2.3. Geofísica - Mecánica cortical

##### **Prospección gravimétrica**

Con el objetivo de identificar posibles estructuras potencialmente sismogénicas situa-

das en el interior de la depresión cuaternaria del Guadalentín, flanqueada en toda su longitud por la falla de Alhama de Murcia, se ha realizado un prospección gravimétrica. Se han elaborado tres perfiles gravimétricos que atraviesan con una dirección NO-SE la depresión.

### **Método gravimétrico**

La base de todo estudio gravimétrico radica en la medición de la gravedad natural en un punto de la superficie terrestre y compararla con la gravedad teórica que debería existir en ese punto si consideramos un esferoide de densidad constante. En función de la diferencia entre una y otra se trata de modelizar las variaciones laterales de la densidad en la corteza (en términos de variaciones de litología) que puedan explicar esas diferencias de gravedad. Esos cambios litológicos pueden ser indicios de fallas cuyos movimientos generan cambios laterales de densidad.

La aplicación del método requiere unas lógicas correcciones de la gravedad natural leída en el gravímetro para su correcta lectura e interpretación. El valor final obtenido de la resta: *gravedad observada - correcciones - gravedad teórica* nos da el valor de la *Anomalía de Bouguer* ( $\Delta g$ ).

Las correcciones que se han realizado sobre las medidas de gravedad observada son las siguientes:

Corrección de aire libre: es la corrección debida a la altura de la estación de medida. A más altura más distancia al centro del esferoide y por tanto mayor será la gravedad. El valor de esta anomalía aplicando la masa de la Tierra y la aceleración de la Gravedad es:  $-0.3086 h$ . ( $h$  = altura de la estación).

Corrección de Bouguer: Se corrige el efecto de la masa de roca que existe entre la altura de la estación y el nivel del mar de referencia. Para  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  (densidad media de la corteza) el valor de esta anomalía es de  $+0.1119 \text{ mgal/m}$ .

Combinando estas dos correcciones trabajamos con la *Corrección de Altura* ( $ch = 0.3086h - 0.1119h = 0.1967h$ ). Esta corrección hay que sumarla a la gravedad observada.

Corrección Topográfica: Con esta corrección se elimina el efecto del relieve que rodea la estación. Tanto un valle como un relieve positivo tienden a disminuir la gravedad, por tanto esta corrección irá sumada siempre a la gravedad observada. Para su cálculo se divide la zona en prismas teóricos de espacio que rodea a la estación. Para calcular el efecto de cada prisma sobre el centro (estación) se han usado las Tablas de Hammer.

### Variación de la gravedad con el tiempo:

-A: Efecto de las *mareas*: La posición de la Luna y la Tierra puede generar una pequeña anomalía en la gravedad medida. Su valor es aproximadamente de  $0.05 \text{ mGal/hora}$ . Se ha despreciado su cálculo puesto que la corrección de deriva la suele eliminar.

-B: Corrección de *deriva instrumental*: Por diferentes causas, entre ellas la fatiga del aparato, las medidas del gravímetro presentan cierta desviación con el tiempo. Esta deriva se ha eliminando repitiendo una misma estación en intervalos de tiempo de 90 minutos.

Una vez calculadas estas correcciones, la Anomalía de Bouguer ( $\Delta g$ ) se obtiene de la siguiente fórmula:

$$(\Delta g) = g \text{ observada} + \text{Correc. de Aire Libre} + \text{Correc. Topográfica} - \text{Corr. de Bouguer} - g \text{ teórica.}$$

\* : la gravedad teórica se refiere al esferoide y no al geoide, por lo que se descarta el efecto indirecto.

### **Toma de datos y tratamiento**

La medición de la gravedad se llevó a cabo con un gravímetro Lacoste-Romberg. En cada estación se calculó la altura utilizando un altímetro digital apoyado por la cartografía allí donde esta tenía el detalle suficiente (E 1:10000 o inferior).

En los tres perfiles realizados se tomaron medidas cada 350 m. Con este intervalo se pueden captar anomalías producidas por fallas con saltos importantes y se evitan las anomalías de menor período producidas por estructuras menores. Durante estas campañas se recogieron muestras de los tipos de roca característicos de

las formaciones atravesadas por los perfiles para calcular su densidad en laboratorio.

En la Tabla I del Anexo 2 se presenta un listado con todas las mediciones de gravedad obtenidas y las distintas correcciones aplicadas así como la anomalía de Bouguer obtenida finalmente.

Una vez obtenidos los valores de gravedad observada, las correcciones necesarias para el cálculo de la anomalía de Bouguer se realizaron utilizando el programa *CDGRAV* (Carbó 1988 inédito). Con los datos de anomalía de Bouguer calculados para cada estación se construyeron perfiles de anomalía de Bouguer. A partir de los valores de Anomalía de Bouguer obtenidos en las estaciones de control repetidas se calculó un error cuadrático medio de 0.31 mGals.

Para la modelización de los datos de anomalía obtenidos se recopiló toda la información geofísica, estratigráfica y de sondeos previos para ajustar de forma realista los parámetros de la modelización cuyo proceso se desarrolla en el capítulo correspondiente.

### **Mecánica Cortical**

Con el fin de poder identificar variaciones en el comportamiento reológico de la corteza en las zonas estudiadas, que pueda tener un reflejo en la actividad sísmica se han recopilado datos de tipo geofísico, térmico, y sismológico. Estos datos se han integrados en perfiles y mapas de sismicidad y se han comparado con evidencias y observaciones de tipo neotectónico.



***Referencias***  
***Capítulo 1***



## Referencias

- Andrieux, J. , Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971).** Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12: 191-198.
- Andrieux, J., Frizon de Lamotte, D. y Braud, J. (1989).** A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta*, Vol. 3, 1: 5-15.
- Araña, V. y Vegas, R. (1974).** Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989).** Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
- Armijo, R. (1977).** La zona des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thèse 3° cycle. Paris VII. 229 pp.
- Baena Pérez, J. y Jerez, L. (1982).** Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). Instituto Geológico y Minero de España. *Colección Informe*, 256 pp.
- Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997).** Preliminary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, Vol. 24, 1-4: 51-66.
- Biju Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1976).** La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, Vol. 71, 7: 811-822.
- Biju Duval, B. (1977).** From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: (B. Biju Duval and L. Montadert Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basin. Technip*, Paris, 143-164.
- Boccaletti, M.R. y Danielli (1984).** Il sistema regmatico neogenico-quadernario nell'area Mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. *Mem. Società Geologica Italiana*, 24: 465-482.
- Bourgeois, J. (1980).** De l'origine ultra-bétique des Malagui-des (Zones Internes bétiques, Espagne). *Gelologica Romana*, 19: 151-170.
- Bousquet, J.C. (1979).** Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974).** Presence décrochements NE-SW plio-quadernaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. *C. R. Acad. Sci. Paris* 278: 2617-2620.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976a).** Observations micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Cuad. Géol.* 7: 57-67.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976b).** Observations micro-tectoniques sur la compresion nord-sud quadernaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18: 711-724.
- Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975).** Le décrochement de Palomares: décrochement quadernaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, 6: 113-119.
- Bull, W. B. y McFadden, L. (1977).** Tectonic geomorphology North and south of the Garlock Fault (California). En: (D.O. Doehring Ed.) *Geomorphology in arid regions. Pub. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton. 115-138
- Bullar, T.F. y Lettis, W.R. (1993).** Quaternary fault deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. *Jour. of Geoph. Res.*, 98:8349-8369.
- Capote, R., De Vicente, G. y López casado, J.M. (1991).** An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Carbó, A. (1988).** Programa CDGRAV para el cálculo de la anomalía de Bouguer. Inédito.
- Choukroune, P., Seguret, M. y Galdeano, A. (1973).** Características et evolution structurale des Pyrénées: Un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. Geol. France*. Vol. XV: 5-6.
- Comas, M.C. y Jurado, M.J. (1990).** The sedimentary record of the Iberian Alboran margin. *IX Regional Comitée Mediterranean Néogène Stratigraphy Congress*. Barcelona, Abstracts, 105.
- Comas, M.C., García Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992).** Néogène extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MSC data. *Geo-Marine Lett.*, 12: 157-164.
- Cox, R. T. (1994).** Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bull.* 106: 571-581.
- De Jong, K. (1991).** Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with

implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.

**Dewey, J. F. (1988).** Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7-6: 1123-1139.

**Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973).** Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.

**De Vicente, G. (1988).** Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

**Doblas, M. (1987).** Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: Clsificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Estudios Geol.* 43: 47-55.

**Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989).** Néogène extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rift Alpine orogenic belt): Implications for the génesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17: 430-433.

**Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. y López Ruiz, J. (1997).** Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19: N°2: 159-170.

**Duplessy, J.C., Lalou, G., Delibrias, G. y Nguyen, H.V. (1972).** Datacions et études isotopiques de stalagmites, Applications aux paleotempératures. *Ann. Speleol.*, 27-3, 455-464.

**Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1967).** La Dorsale Bétique nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord sud de la sierra Arana (Prov. de Granada). *Bull. Soc. Géol. France*, 7-9: 223-228.

**Durand-Delga, M. (1980).** La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structureaux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France*, 1830-1980.

**Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M., (1980).** Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. B.R.G.M.*, 115: 67-85.

**Egeler, C. y Simon, O.J. (1969).** Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques) Espagne). *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 25, 90 pp.

**ElleMBERGER, F. (1970).** Europe, Géologie. *Encycl. Universalis*, 6: 765-770.

**Faure, G. (1977).** Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, New york, 464 pp.

**Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds.) (1996).** Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press. 400 pp.

**Galindo-Zaldivar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1989).** Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, 3: 73-85.

**Galindo-Zaldivar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993).** Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.

**García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Soto, J.I. (1988).** Plis-nappes, cisaillements syn à post-métarmorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordilleras Bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 307: 1389-1395.

**García-Dueñas, V. Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992).** Miocene extensional detachments in the outcopping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12: 88-95.

**García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, C., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980).** Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.

**Garrido Mejías, A. (1973).** Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). Tesis doctoral. Univ. Granada. 395 pp.

**Gölke, M. y Coblenz, D. (1996).** Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.

**González Lodeiro, F., Aldaya, F., Galindo-Zaldivar, J. y Jabaloy, A. (1996).** Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geol. Rundsch*, 85: 350-356.

**Hack, J.F. (1973).** Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geol. Surv. Jour. Resch.*, 1: 421-429

**Hare, P. W. y Gardner, T.W. (1985).** Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Península, Costa Rica. En: (M. Morisawa and J. T. Hack Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen & Unwin. Boston.

**Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1975).** Uranium series dating speleothems. *NSS Bull.*, 37: 2: 147-158.

**Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998).** Esfuerzos tectónicos actuales y recientes (Mioceno superior – Cuaternario) en España



- peninsular: Proyecto Sigma. *I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Programa y Resúmenes p. 142. Almería (1998).
- Huang, W. (1993). Morphology patterns of stream channels on active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, **219**: 283-304.
- Huibregtse, P.W., Van Alebeek, J.M., Zaal, M.E.A. y Bierman, C. (en prensa). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basin.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the post Aquitanian piggy-back Basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain), *Geo-Mar. Lett.*, **12**: 96-106.
- Jeréz, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Congreso Español de Geología*, V: 333-355
- Keller, A.E. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. P 136-148. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.
- Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, **152**: 339-351.
- Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarron Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11**-1.
- Larouzière, D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1988). The betic segment of the lithospheric Transalboran Shear Zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, **152**: 41-52.
- Leblanc, D. (1990). Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. *Journal of Structural Geology*, **12**: 1013-1018.
- Leblanc, D. y Olivier, Ph. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, **101**: 345-355.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. y Sibuet, J. (1970). La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du Golfo de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*. Vol. 271.
- Loomis, T.P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, **275**: 1-30.
- López Marinas, J.M. (1977a). Terremotos históricos en Almería. Hidroeléctrica Española. Informe interno.
- López Marinas, J.M. (1977b). Terremotos históricos en Murcia. Hidroeléctrica Española. Informe interno.
- López Marinas, J. M. (1978). Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra*, **155**, Rev. Ing. Tec. O. P. 4- 16.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992). Alboran Sea late cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, **12**: 179-186.
- Mallard, D.J y Woo, G. (1993). Uncertainty and conservatism in UK seismic hazard assesment. *Nuclear Energy*, **32**, nº 4. 199-205.
- Martín Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Tesis Univ. Granada, 1171 pp.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992a). Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia). *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Simposios Tomo 2: 420-430.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 b). Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la cuenca de Lorca. *Bol. Geol. Y Minero*. **103-6**: 971-983.
- Martínez Guevara, J. B. (1984). Temblores de tierra del núcleo sísmico de Lorca-Totana (Murcia). Estudio de sismicidad histórica *I.G.N. Original* nº 51.
- Mayer, L. (1986). Tectonic Geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. pp 125-135.
- Megias, A.G. (1982). La evolución del mar de Alborán y cadenas Bético-Maghrebides durante el Neógeno. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires.
- McKenzie, D., (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**: 109-185.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987a). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*. **11**, 1: 1-22
- Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1992). Geodynamics of Eastern Betic late Néogène basins. A review. *Física de la Tierra*, **4**: 57-75.
- Mörner, N. (1990). Neotectonics and structural geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* **13**, 87.

**Muñoz, D. (1989).** Concetos básicos en riesgo sísmico. *Física de la Tierra*, 1: 199-215.

**Muir Wood, R. y Mallard, D.L. (1992).** When is a fault extinct? *J. geol. Soc. Lond.* 149: 251-255.

**NASA (1998).** CDDIS: Crustal Dynamics Data Information System. Mapas de velocidad relativa de la placa europea. Página Web: <http://cddis.gsfc.nasa.gov/cddis.html>.

**Olivier, Ph. (1984).** Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 pp.

**Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985).** Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300: 363-368.

**Ouchi, S. (1985).** Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 96: 504-515

**Obruchev, V.A. (1948).** Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izv. Akad. Nauk SSSR ser. Geol.* 5.

**Philip, H. (1987).** Plio-cuaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, 5B: 301-319.

**Platt, J.P. y Vissers, R.L. (1989).** Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17: 540-543.

**Puga, E. (1980).** Hypothèses sur la genese des magmatismes calcoalcalins, intraorogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. géol. France* (7), XXII, 2, 243-250.

**Quinif, Y. (1989).** La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, 1: 3-23.

**Reches, Z. (1983).** Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95: 133-156.

**Reches, Z. (1987).** Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 6-4: 849-861.

**Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992).** Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, 97-B9: 12481-12493

**Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992).** Onshore néogène stratigraphy in the north of the Alboran sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. En: (A. Madonado Ed.), The Alboran Sea. *Geo-Mar.Lett.* 12 (2/3), 123-128.

**Rodríguez Pascua, M.A. (1997).** Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. *Consejo de Seguridad Nuclear. Colec. Otros Documentos*: 3. 285 p.

**Santanach, P.F., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980).** Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, 91-92: 417-440.

**Sanz de Galdeano, C. (1983).** Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* 59: 157-165.

**Sanz de Galdeano, C. (1990).** Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-109.

**Sanz de Galdeano, C. (1992).** Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rift (y discusión sobre varios modelos geotectónicos propuestos). *Física de la Tierra*, 4: 11-40. Editorial Complutense, Madrid.

**Sanz de Galdeano, C. (1996).** The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geol.*, 52: 123-136.

**Sanz de Galdeano, C., Vidal, F. y de Miguel, F. (1982).** El sistema de fracturas N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 38: 393-398.

**Scholz, C. (1990).** The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.

**Schumm, S.A. (1986).** Alluvial River Response to Active Tectonics. P. 80-95. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.

**Schwartz, D.P. & Coppersmith, K. J. (1984).** Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and san Andreas faults. *Jour. Geophys. Res.* 89: 5681-5698.

**Sieh, K.E. (1978).** Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. *J. geophys. Res.* 83: 3907-3938.

**Sieh, K.E. (1984).** Lateral offset and revised dates of large earthquakes along the San Andreas Fault system at Pallet Creek, Southern California. *J. Geophys. Res.* 89: 7641-7670.

**Slemmons, D.B. (1991).** Introduction. In: The geology of North America, Decade Map Vol. 1, Neotectonics of North America (Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback y D.D. Blackwell Eds). Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-20.

**Smith, A.G. (1971).** Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. America*, 82: 2039-2070.

**Stapel, G., Moeys, R.P. y Biermann, C. (1996).** Néogène evolution of the Sorbas basin (SE-Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, 255: 291-305.

- Stein, R. y Lisowski, M. (1983).** The Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformations. *J. Geophys. Res.* **88**: 6477-6490.
- Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1991).** Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Jour. Struct. Geol.*, **13**: 191-204.
- Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1994).** Neotectonics. In: *Continental deformation*. (P. L. Hancock Ed.). Pergamon press. 421pp.
- Tapponier, P. (1977).** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France* (7), **19**: 437-460.
- Torres Roldán, R. (1979).** The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the Westernmost Alpine Belt. *American Journal of Science*, **279**: 19-51.
- Torres Roldán, R., Poli, G. y Peccerillo, A. (1986).** An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Almorán Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rund.*, **75/1**: 219-234.
- USGS & SCEC (Groupe of scientists of the U.S. Geological Survey and the Southern California Earthquake Center) (1994).** The magnitude 6.7 Northridge, California earthquake of 17 January 1994. *Science*, **266**: 389-397.
- U.S. Environmental Protection Agency (1981).** Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment storage and disposal facilities. *Code Fed. Regul.* **40**, Parts 122.25 (i) and 264.18 (a).
- U.S. Nuclear Regulatory Commission (1982).** Appendix A: Seismic and geologic siting criteria for nuclear power plants. *Code of Fed. Regul.* **10**, Chap. 1, part 100. (App A, 10, CFR 100) 1 Sept. 1982,
- Van Bemmelen, R. W. (1954).** Mountain Building, Nijhoff, The Hague, 177pp.
- Vegas, R. (1985).** Tectónica del área Ibero-Mogrebí. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.
- Vegas, R. y Muñoz, M. (1984).** Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica. *I Congreso Nacional de Geología*, III: 105-118.
- Vera, J.A. (1988).** Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**: 373-391.
- Wallace, R.E. (1986).** . En: *Studies in Geophysics. Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp. Overview and Recommendations.
- Weijermars, R. (1985).** Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean). *Geologie en Mijnbouw*, **64**: 349-356
- Weijermars, R. (1987).** The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* **9**: 139-157.
- Wildi, W. (1983).** Les chaînes tello-rifaines (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**: 201-297.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Beegman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M., (1989).** Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.



**ABRIR CAPÍTULO 2**





**ABRIR CAPÍTULO 1**

## ***CAPÍTULO 2***

# ***NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO***

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM
- 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla
- 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas
- 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia
- 2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas
- 2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica de la FAM y su entorno

Referencias Capítulo 2





## 2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

A lo largo de este capítulo se analiza la actividad neotectónica y paleosísmica de la zona de falla de Alhama de Murcia. Los objetivos concretos perseguidos son:

- 1: Esclarecimiento de la cinemática de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), durante el período neotectónico.
- 2: Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y obtención de tasas de deslizamiento aproximadas durante el período neotectónico.
- 3: Caracterización de la FAM como fuente sismogénica: Identificación e interpretación de deformaciones paleosísmicas. Determinación de la sismicidad potencial en función de las características geométricas de la falla y de sus distintos segmentos.
- 4: Caracterización sismogénica de la fracturación secundaria asociada a la falla de Alhama de Murcia: falla de las Viñas.
- 5: Identificación de posibles fuentes sismogénicas en el interior de la depresión cuaternaria del Guadalentín.
- 6: Determinación de los campos de esfuerzos que han actuado sobre la FAM desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Establecimiento de su jerarquía e interpretación de su origen.
- 7: Interpretación del régimen tectónico vigente (o los regímenes tectónicos vigentes en su caso).

Con el fin de alcanzar en la mejor medida posible estos objetivos, expondremos al principio del capítulo una descripción de la zona y de los antecedentes locales de carácter neotectónico más importantes (Capítulo 2.1). Posteriormente, se realiza un análisis de la cartografía regional elaborada para este sector (Capítulo 2.2). A continuación se describen de forma resumida los materiales afectados por la falla de Alhama de

Murcia a lo largo de su recorrido (capítulo 2.3), para después entrar en el estudio neotectónico y de la tectónica activa detallado de cada uno de los tramos de la falla considerados: Lorca-Totana, Huerca Overa-Lorca, y Totana-Alcantarilla (Capítulos 2-4 y 2-6). Tras el apartado dedicado a la neotectónica y tectónica activa del tramo Lorca-Totana (sector estudiado con mayor detalle), se presenta el estudio de paleosismicidad realizado en dicho tramo (Capítulo 2.5). En ese apartado se analizan e interpretan las estructuras de deformación cosísmica de la zona, y se obtienen a partir de ellos una serie de conclusiones sismogénicas.

Tras analizar la neotectónica y tectónica activa asociada a la actividad de cada uno de los tramos de la FAM con expresión superficial, se presenta el estudio gravimétrico realizado de la depresión del Guadalentín (Capítulo 2.7)

Una vez estudiada la propia Falla de Alhama de Murcia, se realiza una segmentación tectónica de la misma utilizando los datos y conclusiones parciales obtenidos de los apartados anteriores (Capítulo 2.8). A partir de esta segmentación se determinan las características generales de la sismicidad potencial que puede asociarse a la Falla de Alhama de Murcia.

A continuación, se presenta el estudio neotectónico y de tectónica activa de la Falla de Las Viñas, fallas satélite de la FAM, con el fin de comprobar si las conclusiones dinámicas y cinemáticas parciales obtenidas en la zona de falla de la FAM son extrapolables a su entorno (Capítulo 2.9).

Finalmente, en el Capítulo 2-10 se interpreta la naturaleza y orientación de los campos de esfuerzos neotectónicos que han actuado y/o actúan en la FAM y su entorno, así como la jerarquía y evolución de los mismos.



*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

## **2.1. Situación y antecedentes locales**



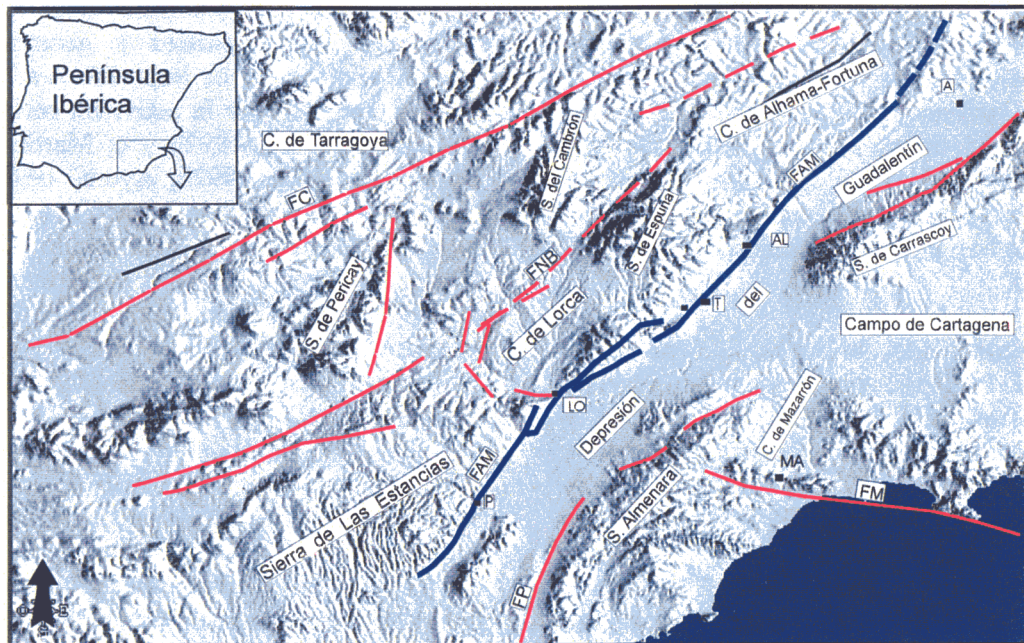
## 2.1. Situación y antecedentes locales

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) fue identificada y nombrada en primer lugar por Bousquet y Montenat (1974). En trabajos previos realizados por autores holandeses y franceses (Fallot, 1948; Fernex, 1968; Kampschuur, 1972, entre otros) ya se identificaron zonas de fracturación frágil que distorsionaban con su actividad la estructura de apilamiento de mantos propia de las fases de deformación alpinas, si bien no se individualizaron como zonas de falla concretas con una cinemática determinada.

La FAM constituye un importante corredor tectónico que atraviesa una parte importante del Sureste de la CB (Fig. 2-1) con una dirección que oscila entre N 45 E y N 65 E. A lo largo de su recorrido flanquea varias cuencas sedimentarias neógenas de carácter inicialmente marino, que han ido evolucionando a lo largo del Mioceno superior y Plioceno hacia ambiente litoral y continental (Montenat, 1973; Montenat, 1977).

Su traza superficial puede seguirse a lo largo de más de 100 Km desde el límite Norte de la depresión de Huercal-Overa al SO, hasta las proximidades de Murcia al NE. A partir de un estudio geofísico del sector nororiental (Gauyau, 1977) identificó la continuación de la FAM por debajo de depósitos pliocuaternarios del valle del Segura hasta las proximidades de la falla de Crevillente, al Este de Abanilla (Fig. 2-2).

La FAM ha venido considerándose como un accidente de desgarre sinistoso y dirección NE-SO (Bousquet y Montenat, 1974). En los distintos estudios realizados sobre esta falla durante las últimas décadas, se ha puesto de manifiesto una cinemática de desgarre sinistoso con componente inversa, activa durante el Mioceno superior, el Plioceno y el Cuaternario (Montenat et al., 1985, 1987 a y b). Sin embargo, durante este período de tiempo, la naturaleza y evolución temporal del campo de esfuerzos han sido bastante discutidos en relación con la actividad de la FAM.



**Fig. 2-1.** Modelo digital del terreno de la falla de Alhama de Murcia (en color azul) y su entorno, en el que se marcan las principales zonas de cizalla y unidades morfoestructurales. FE: falla de Las Estancias; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FCA: falla de Carrascos; FM: falla de las Moreras. A: Alcantarilla; AL: Alhama de Murcia; LO: Lorca y P: Pto. Lumbreras.

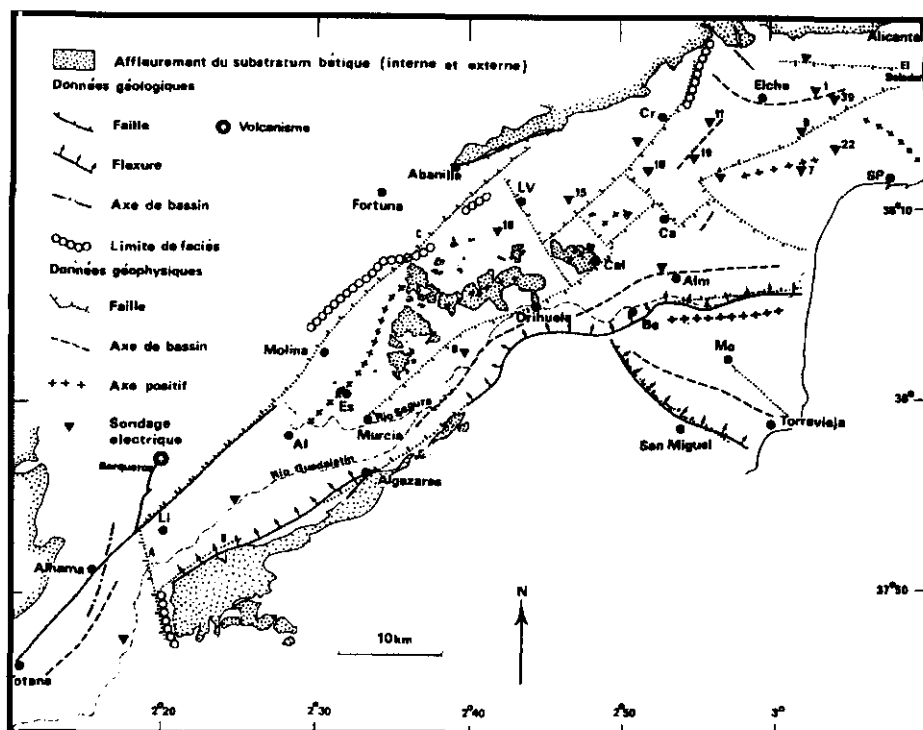


Fig. 2-2. Mapa interpretativo del sector oriental de la depresión del Guadalentín y su entorno a partir de datos eléctricos y gravimétricos, de Gauyau et al. (1977). Obsérvese la existencia de bloques de basamento levantados en el interior de la citada depresión.

Inicialmente, se consideraba la actuación, en el entorno de la falla, de un campo de esfuerzos distensivo que se extendía desde el Tortonense Inferior hasta el Cuaternario antiguo (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet y Phillip, 1976 a y b; Armijo, 1977 y Montenat, 1977). Posteriormente, se identificó la existencia de estadios compresivos a lo largo del Mioceno superior (Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Montenat, et al., 1985; 1987 a y b; Sanz de Galdeano, 1990, entre otros). En estos trabajos se citan distintas direcciones de máximo acortamiento horizontal que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

En los últimos años se han venido realizando estudios de la FAM que hacen un especial hincapié en el análisis de la neotectónica y tectónica activa asociada al corredor (Oliveros, 1987; Martínez Díaz, 1991; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992c y 1996; Baena et al., 1993; Rodríguez Estrella, 1986; Rodríguez Estrella et al., 1992; Silva, 1994; Silva et al., 1992d y 1997. En todos estos trabajos se considera un régimen compresivo más o menos continuado durante el Mioceno superior y Pliocuatrnario, con una dirección de máximo

acortamiento que varía de unos trabajos a otros entre N 160 y N 20, o bien se alternan entre si varias direcciones de acortamiento.

Además de trabajos de carácter tectónico-estructural, se han realizado estudios tectosedimentarios, estratigráficos y geomorfológicos que han aportado datos importantes a la hora de analizar y cuantificar la actividad reciente de la FAM (Silva et al., 1992b y c; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992b; Ayora, 1993; Guillén Mondéjar, 1994; Guillén Mondéjar et al., 1995). A partir de los cambios de dirección de su traza, además de otros criterios geométricos, Silva et al., 1992a proponen una segmentación de la FAM en cuatro segmentos: 1: Huerca Overa-Lorca, 2: Lorca-Totana, 3: Alhama-Alcantarilla y 4: Murcia-Orihuela.

A lo largo de este capítulo se presentará el estudio de la FAM dividido en tres subcapítulos correspondientes a cada uno de los tres tramos citados, sin que esto pretenda ser una propuesta *a priori* de segmentación tectónica de la falla. Es simplemente una estructura de exposición del trabajo. Los tramos considerados son:

- 1: Tramo Huerca-Overa-Lorca.
- 2: Tramo Lorca-Totana.
- 3: Tramo Totana-Alcantarilla.

Dada la gran longitud de la falla, hemos elegido para su estudio neotectónico detallado el tramo Lorca - Totana. Los motivos que nos han llevado centrar el estudio neotectónico de forma más detallada en este tramo pueden resumirse en los siguientes:

- Presencia de series y secuencias sedimentarias muy completas del Mioceno superior y parte del Mioceno medio y Plioceno en el relleno de la cuenca de Lorca (situada al Noroeste de este sector). Estos materiales aportan un control temporal bastante bueno de la actividad neotectónica de la FAM.
- Abundancia de materiales pliocenos y cuaternarios afectados por la FAM que conservan una importante continuidad lateral. A pesar de su grado de deformación, algunos cuerpos sedimentarios pleistocenos llegan a cruzar el corredor en toda su anchura.
- Existencia de una estructura a gran escala (Antiforma de la S<sup>a</sup> de La Tercia) cuya formación y crecimiento están asociados al movimiento plioceno y cuaternario del tramo Lorca-Totana de la FAM.
- Presencia de sismicidad histórica importante localizada en Lorca (varios terremotos de intensidad superior a VII en los últimos 300 años).
- Presencia de materiales de edad pleistocena y probablemente holocena susceptibles de datación absoluta.

Asimismo, a lo largo del estudio hemos podido observar la importancia que tiene la interacción de la FAM con otras fallas en su actividad reciente y actual, y por ello en su posible segmentación. Por ese motivo al final de este capítulo se presenta el estudio neotectónico detallado de la falla de Las Viñas. Ésta es una falla secundaria de dirección aproximada E-O situada al Oeste de la traza superficial de la FAM a la altura de la localidad de Lorca que presenta importantes indicios de actividad neotectónica y concretamente cuaternaria.







*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

2.1. Situación y antecedentes locales

## **2.2. Análisis de la cartografía regional**

2.2.1. Descripción general

2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones  
tectosedimentarias regionales

2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas

2.2.4. Resumen



## 2.2. Análisis de la cartografía regional

La cartografía es una de las técnicas a la que más importancia hemos dado en este estudio. Por ello, hemos querido interpretar de forma detallada el resultado de la aplicación de esta técnica. En este apartado se realiza un análisis de la información de carácter neotectónico a escala regional que aporta la interpretación de la cartografía elaborada y sintetizada como base de este estudio en el sector Sureste de la CB surcado por la FAM. Se describirán las características tectosedimentarias y estructurales que se extraen de ella y que podrán ser utilizadas posteriormente en los distintos apartados del estudio neotectónico y sismotectónico. Concretamente, se analiza la distribución espacial de los materiales de edad posterior al Mioceno medio y las meso y macroestructuras identificadas en cada unidad.

### 2.2.1. Descripción general

La cartografía elaborada de este área (mapa 1) engloba parte de las Zonas Internas (Complejos Nevado-filábride, Alpujárride y Maláguide) y parte de las Zonas Externas (Unidades del Subbético Interno y Subbético Medio). Ver situación en Fig. 1-9. El contacto de ambas zonas está controlado por la zona de falla Norbética, si bien presenta bastante irregularidad en su continuidad lateral. Tanto sobre las zonas Internas como sobre las Externas se sitúan depresiones y cuencas miocenas, pliocenas y cuaternarias entre las que destacan las cuencas neógenas de Lorca y Tarragona y la depresión pliocuaternaria del Guadalentín.

El área cartografiada aparece surcada por dos zonas de falla importantes: la falla de Crevillente y la falla de Alhama de Murcia, y una zona de fracturación densa: la falla Norbética. Estos tres accidentes controlan la geometría y relleno de las cuencas y depresiones antes citadas así como las morfología de los macizos de basamento Interno (sierras de Las Estancias, La Tercia y Espuña) y de Subbético (sierras del Cambrón, del Gigante y de María) que forman los principales relieves de la región. En la esquina Sureste del mapa aparece la terminación septentrional de la falla de Palomares que controla el borde Oeste de la S<sup>a</sup> Almenara.

### 2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales.

Las unidades cartografiadas en el mapa se corresponden con unidades tectosedimentarias

compuestas por depósitos que presentan cierta homogeneidad temporal y se encuentran limitados a techo y a muro por discordancias de importancia regional. Por tanto, las estructuras de deformación que puedan afectar de forma diferente a las distintas unidades cartografiadas nos informan de la evolución y características neotectónicas que ha afectado a toda la zona.

#### -Materiales del Mioceno inferior y medio (MIM)

Los depósitos de esta edad (MIM del mapa), afloran en el cuadrante Noroeste del mismo, al Norte de la Sierra de María y al Oeste de la Sierra del Gigante. También aparecen en la esquina Noreste del mapa, al Este de la Sierra del Cambrón.

En los afloramientos situados al Noroeste predominan los depósitos marinos bioclásticos y margosos someros con abundantes indicios de actividad sinsedimentaria. El afloramiento situado al Este de la Sierra del Cambrón está formado por depósitos pelágicos con niveles de conglomerados y deslizamientos intraformacionales.

Al Sur de la falla Norbética no se conserva ningún afloramiento de esta edad, a excepción de los primeros depósitos que comienzan a rellenar la cuenca de Lorca que son ya de edad Mioceno medio. Estos materiales afloran únicamente, y de forma muy local, allí donde la actividad de las fallas que limitan la cuenca los ha elevado hasta la superficie.

#### -Materiales del Mioceno medio-superior (Mv)

Los materiales de esta edad (Mv del mapa 1) se disponen rellenando depresiones situadas al

Norte de la falla de Crevillente y al Sureste de la falla Norbética. Los materiales del Mioceno medio y superior constituyen secuencias de relleno de carácter marino que sufren progresivamente una somerización (Montenat, 1977).

La cuenca de Tarragoya está limitada al SE por la falla de Crevillente, cuya actividad levanta y verticaliza los materiales de borde de la cuenca permitiendo observar la secuencia de relleno. El borde Suroeste de dicha cuenca parece controlado un macizo de Subbético triásico que emerge en medio la zona de falla de Crevillente. El borde Noreste está constituido por los macizos carbonatados del Subbético jurásico.

La cuenca de Lorca aparece claramente limitada al NO por la zona de falla Norbética y al SO por la FAM. El borde Oeste presenta un control tectónico por parte de fallas normales. También se aprecia claramente en la cartografía la emersión de la Sª de La Tercia (ST) en la mitad Sureste de la cuenca asociada al movimiento inverso de la FAM.

Es significativa la ausencia de materiales de Mv en la banda situada entre la falla de Crevillente y la falla Norbética. Esta zona constituyó el área fuente de materiales para el relleno tanto de la cuenca de Tarragoya al NO como de la cuenca de Lorca al SE lo que explica esa ausencia de sedimentación.

Al Sureste de la FAM los depósitos de esta edad solo afloran en los bordes de la depresión del Guadalentín, asociados a la deformación generada por fallas de dirección N 40-60 E.

Otro sector de afloramiento de Mioceno medio-superior se sitúa en el borde Sureste de la Sª de Las Estancias donde aparecen depósitos marinos yaciendo sobre el basamento Alpujárride que está elevado por la FAM. La deformación asociada al movimiento de esta falla bascula y verticaliza estos depósitos.

De la cartografía se desprende el control que la actividad de las fallas de Crevillente, Norbética y de Alhama de Murcia ejerció en la sedimentación del Mioceno medio y superior. Durante esta época, la banda situada entre las dos primeras debió estar elevada en relación con su entorno.

### -Materiales Pliocenos

En el mapa 1 se identifican también materiales pliocenos de facies lacustres tanto al Norte como al Sur de la falla de Crevillente. Solo al Norte de esta falla se observa en continuidad estratigráfica con los depósitos marinos miocenos. Al Sur solamente se observan depósitos en el sector deprimido situado entre las sierras de Cambrón y El Gigante. Únicamente vuelven a aparecer en el extremo Oeste del mapa ya en el borde oriental de la cuenca de Guadix-Baza.

Al Sureste de la falla Norbética el plioceno se sitúa en la zona central de la cuenca de Lorca y en el corredor Lorca-Totana de la FAM. El plioceno de la cuenca de Lorca está claramente restringido por los levantamientos del borde Noroeste y de la ST en el borde Sureste. En el corredor Lorca-Totana aparecen en una banda con un alto grado de deformación e incluso verticalizados por la actividad de la falla.

Por tanto, la cartografía muestra que la tendencia de restricción de la sedimentación prosigue durante el Plioceno quedando ésta limitada a pequeños lagos en el centro de las cuencas miocenas. Solo en la banda situada entre las fallas de Crevillente y Norbética y en tramos del corredor Lorca-Totana de la FAM aparecen depósitos pliocenos importantes en áreas donde no existió sedimentación marina miocena.

### Materiales Cuaternarios

La mayoría de los depósitos cuaternarios se localizan al pie de los relieves importantes en forma de abanicos aluviales y glaciares. Únicamente la depresión del Guadalentín constituye un receptáculo de carácter regional para la sedimentación cuaternaria tanto en extensión lateral como en profundidad.

Los cuaternarios situados junto a las sierras de Las Estancias, María y Cambrón aparecen en muchos casos con contactos rectilíneos y/o limitados por fallas. En muchos casos, tanto la geometría como el progresivo encajamiento de unas formaciones cuaternarias son indicios de un control tectónico por parte de las fallas que limitan las sierras.

Ese control tectónico es más evidente en la depresión del Guadentin. La cartografía muestra que en esta zona la ausencia de sedimentación que se observa en el resto del mapa desde el Mioceno no existe, y durante el Cuaternario la sedimentación sigue ocupando la totalidad de la depresión. Esto es un indicio claro de hundimiento de esta zona en relación con su entorno durante este tiempo.

### **2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas**

A continuación se resumen las estructuras de deformación que se identifican de forma cartográfica afectando a las unidades tecto-sedimentarias (ver mapa 1). En la Fig. 2-3 se han extraído dichas estructuras del resto de la cartografía para una más clara observación.

#### -Basamento Interno (NF-PCH-PT-MAL-TMAL)

-Edad asumible para las estructuras: Posttriásica (Postaquitanense para TMAL).

-Estructuras:

-Fallas N 20-30 sinestrosas.

-Fallas N 130-140 dextrosas: Forman un sistema conjugado que indica una dirección de acortamiento horizontal N 170.

-Fallas N 60-70 inversas dextrosas y sinestrosas: Estas fallas constituyen los corredores de mayor longitud.

-Fallas N 90-110 dextrosas: La actividad combinada de estas fallas junto con las N 60-70 sinestrosas genera rotaciones de bloques a muy diversas escalas (ver flanco Norte de la Sª de Las Estancias).

-Fallas N 40-45 sinestrosas y normales: Predominan en el borde SE de la Sª de Las Estancias donde cortan a las fallas N 60-70 sinestrosas.

-Pliegues: ejes N 45, N 70 y N 90.

#### -Unidades Intermedias (UI)

-Edad asumible para las estructuras: Postmioceno inferior.

-Estructuras:

-Fallas N 85-95 dextrosas

#### -Penibético Jurásico (PJ)

-Edad asumible para las estructuras: Post-

oligoceno.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 inversas.

-Pliegues N70-90: Estos pliegues, acompañados de fallas inversas, estructuran la Sª de María.

-Fallas N 10-20, N 70 y N 90 normales: Estas fallas y sobre todo las N 10-20 son las que limitan los macizos carbonatados que forman los relieves más importantes de la Sª del Gigante.

-Fallas N 20 y N 70 sinestrosas.

#### -Subbético Triásico (ST)

-Edad asumible para las estructuras: Posttriásico.

-Estructuras:

-Pliegues tumbados y cabalgamientos N 20 y N 70.

-Fallas N 70 dextrosas.

El Subbético Triásico presenta un estilo de deformación más dúctil que el resto de materiales subbéticos. Aflora siguiendo la zona de falla de Crevillente. En el extremo occidental del mapa, el mayor afloramiento de Triásico presenta una morfología sigmoidal asociada a un gran arrastre generado por el movimiento diestro de la falla de Crevillente.

#### -Subbético Jurásico-Cretácico (SJ-SJC)

-Edad asumible para las estructuras: Postcretácico.

-Estructuras:

-Fallas N 0-20 inversas.

-Fallas N 20-30 normales.

-Pliegues N 0-20 y N 110-120.

-Pliegues tumbados N 0-20.

Estas cuatro estructuras controlan la orientación general N 10-30 del conjunto de la Sª del Cambrón. La orientación general de la sierra cambia gradualmente hacia el Norte y sufre un pequeño arrastre por el movimiento de desgarre dextroso de la falla de Crevillente.

-Fallas N 90 dextrosas.

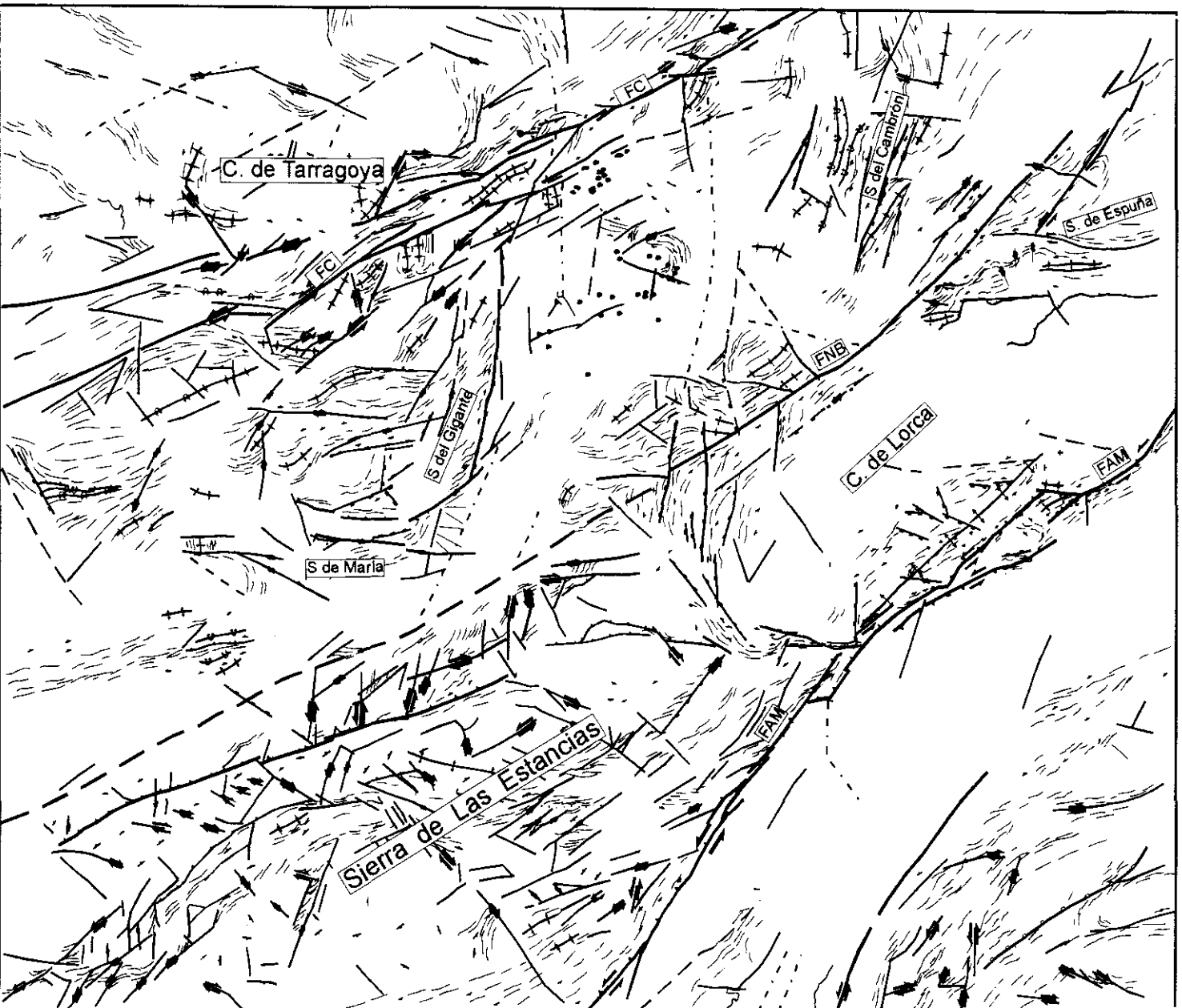
-Fallas N 70 dextrosas e inversas.

-Fallas N 150-170 sinestrosas.

#### -Subético Cretácico-Terciario (SCT)

-Edad asumible para las estructuras: Postaquitanense.

-Estructuras:



*Fig. 2-3.* Mapa de la fracturación con actividad neotectónica extraída del mapa 1. Además de las fallas se representan las direcciones predominantes de capas y/o esquistosidades.

-Fallas N 70 dextrosas: Forman el corredor principal de la falla de Crevillente.

-Fallas N 90-110 dextrosas: Se observan repartidas por toda la banda situada entre la Falla de Crevillente y la Falla Norbética.

-Fallas N 50 sinestrosas: Se observan sobre todo al Norte de la Sª del Gigante.

-Fallas N 20 normales y sinestrosas: Afectan del mismo modo que al Penibético jurásico, generando bloques levantados que resaltan en el relieve. En el borde Norte de la cuenca de Lorca, se observa como estas fallas afectan al Mioceno superior.

-Pliegues tumbados y fallas inversas N 70 y N 90: Se sitúan sobre todo en el entorno de las sierras del Gigante y de María.

-Pliegues N 70, N 10-20, N 45 y N 110: Predominan en las proximidades de las zonas de cizalla de Crevillente y Norbética. Los pliegues N 10-20 aparecen asociados a las fallas de desgarre N 70 y están cortados por las fallas N 50 sinestrosas. Los pliegues N 45 y N 70 presentan arrastres ocasionados por las fallas N 90-110 dextrosas.

Esta unidad tectosedimentaria es la que presenta una combinación de estructuras más compleja y a la vez interesante a la hora de aportar información sobre variaciones en la dirección de acortamiento horizontal. En primer lugar es muy significativa la variación de cinemática entre las fallas N 50 sinestrosas y las N 70 dextrosas. No son fáciles de interpretar pero algunas relaciones de corte parecen indicar que las N 50 son posteriores a las N 70.

A escala cartográfica se observa que gran parte de los pliegues que afectan a esta unidad están asociados a las zonas de cizalla. Los pliegues con ejes próximos a N-S parecen asociados a un acortamiento ONO-ESE que induce movimientos dextrosos de la falla de Crevillente. Estos pliegues estructuran las sierras del Gigante y del Cambrón según una orientación NNE-SSO.

Los pliegues más próximos a NE-SO y E-O y las fallas sinestrosas N 50 y dextrosas N 90-110 son posteriores y parecen estar asociadas a un giro horario de la dirección de acortamiento horizontal. Este giro es coherente con la cinemática del resto de fallas cartografiadas en esta unidad.

### -Mioceno inferior y medio (MIM)

-Edad asumible para las estructuras: Postmioceno medio.

-Estructuras:

-Fallas N 150 dextrosas

-Pliegues N 30, N 70 y N 90-100: Los pliegues N 30 están afectados por pliegues N 70 posteriores.

### -Mioceno medio-superior (Mv)

-Edad asumible para las estructuras: Postmiocena.

-Estructuras:

-Fallas N 45-65 sinestrosas, inversas e inverso-sinestrosas: Son las que forman la zona de falla principal de la FAM, así como parte importante de la fracturación secundaria. Solo en el entorno de la falla de Crevillente presentan movimientos de desgarre dextroso.

-Fallas N 10-20 normales y sinestrosas.

-Fallas N 140-150 normales y dextrosas: Estas fallas, controlan la geometría del límite Noroeste de la cuenca de Lorca.

-Fallas N 120-150 con movimiento en tijera: Se observan únicamente en las calcarenitas tortonienses de la Sª de La Tercia.

-Fallas N 90-110 normales y dextrosas: Se encuentran en las proximidades de las zonas de falla de Alhama de Murcia y Crevillente y constituyen la fracturación secundaria predominante.

-Pliegues N 50-60: destaca el que estructura la Sª de La Tercia.

-Pliegues N 90.

### -Plioceno (MPL-P)

-Edad asumible para las estructuras: cuaternaria.

-Estructuras:

-Fallas N 90 dextrosas: se observan en la zona de falla de Crevillente.

-Fallas N 50-60 E sinestrosas e inversas: Se observan sobre todo en el tramo Lorca-Totana de la FAM. Solamente presentan movimientos dextrosos en el entorno de la falla de Crevillente.

-Fallas N 20 normales: Aunque no aparezcan a escala cartográfica cortando al Plioceno, controlan de forma bastante clara su geometría de afloramiento.

-Fallas N 20 sinestrosas: se observan algunos casos en la cuenca de Tarragona.

-Cuaternario (PLI-PLM-PLS-O)

-Edad asumible para las estructuras: estructuras generadas por el régimen tectónico vigente.

-Estructuras:

-Fallas N 0-30 normales: Controlan la geometría de los abanicos aluviales adosados a la Sª del Cambrón.

-Fallas N 45-65 sinestrosas e inversas: corresponden a las fallas principales del corredor de la FAM.

-Fallas N 20 sinestrosas: La más importante es la falla de Palomares. Se observan algunas posibles fallas de este tipo en el interior de la depresión del Guadalentín.

Estas estructuras requieren una dirección de acortamiento variable entre NO-SE y N-S

## 2.2.4. Resumen

A partir de la disposición espacial y tipo de deformación que presentan las distintas unidades cartografiadas podemos resumir una serie de conclusiones:

- La banda de corteza situada entre las zonas de falla de Crevillente y Norbética constituía un área fuente elevada durante el Mioceno que generaba aportes a las cuencas sedimentarias situadas al Norte y al Sur.
- A partir del Mioceno esta banda pasa a ser receptáculo para la sedimentación fluvio-lacustre pliocena.
- Relacionando la distribución espacial de las distintas unidades tectosedimentarias cartografiadas con su edad se observa una progresiva reducción del área de sedimentación en toda la zona durante el periodo neotectónico (Mioceno superior – actualidad).
- Durante el Cuaternario únicamente la depresión del Guadalentín se convierte en un importante receptáculo de la sedimentación. El resto de la zona queda elevada y sometida a erosión activa desde el Plioceno.
- La variabilidad geométrica de las estructuras que afectan a los materiales de la unidad de

Subbético Cretácico-Terciario (SCT) indica la actuación, a partir del Aquitaniense, de más de una dirección de acortamiento horizontal

-A: La variabilidad en las orientaciones de los pliegues y sus relaciones geométricas con la falla de Crevillente también indican la existencia de un campo de esfuerzos compresivo con un acortamiento horizontal N 70 de carácter local asociado a la cinemática de desgarre dextroso de dicha falla.

-B: La cinemática dextrosa de la falla de Crevillente junto con la de las fallas N 90 dextrosas es coherente con un acortamiento NO-SE. Sin embargo, las fallas N 50 y N 20 normales requieren un acortamiento más próximo a N-S. Todas estas cinemáticas coexisten durante el Mioceno superior y Plioceno.

- Los depósitos cuaternarios están afectados a escala cartográfica por estructuras coherentes con un acortamiento horizontal que oscila entre NO-SE y N-S.
- Puede deducirse, a partir de la distribución espacial de las cinemáticas observadas en la cartografía, la existencia de dominios con características cinemáticas y dinámicas diferentes. Un dominio septentrional (al Norte de la zona de falla Norbética) caracterizado por la existencia de acortamientos de orientación variable entre ENE-OSO y NO-SE y un dominio meridional (entorno de la Falla de Alhama de Murcia) donde las direcciones de acortamiento desde el Mioceno Medio han estado orientadas más próximas a N-S. Al mismo tiempo, en el dominio septentrional se observan variaciones entre la cinemáticas observadas en las proximidades de la zona de falla de Crevillente y las observadas en el interior de las bandas de corteza situadas al Norte y Sur de esa falla. En estas bandas se observa un predominio de fallas de carácter extensional.



*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

## **2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia**



### 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

La traza de la FAM deforma materiales de prácticamente todas las edades representadas por las rocas que afloran en su entorno. Desde rocas posiblemente precámbricas (ITGE, 1981e) hasta depósitos aluviales del Pleistoceno superior y posiblemente Holoceno. Las descripciones de las secuencias de materiales serán realizadas dentro de los capítulos correspondientes para cada tramo de la FAM.

Considerando que el período neotectónico engloba los últimos 9 m.a., es decir, aproximadamente desde el Tortonense medio hasta la actualidad, hemos centrado la descripción de los materiales afectados por la FAM en los depósitos de esta edad. La serie más completa aparece en el relleno de la cuenca de Lorca y en la de Alhama-Fortuna, situadas al NO de la FAM (Fig. 2-1). Los materiales pliocenos y cuaternarios más completos y con mayor continuidad lateral que están afectados por la falla se localizan rellenando la depresión pliocuaternaria del río Guadalentín. En el entorno del tramo Lorca-Totana se observa de forma más clara que en otras zonas la conexión tectónica-sedimentación durante el tránsito del Messiniense al Plioceno.

En la Fig. 2-4 se muestra una columna estratigráfica sintética en la que se representa la sucesión más completa de materiales miocenos y pliocuaternarios que puede reconocerse en la zona afectada por la FAM.

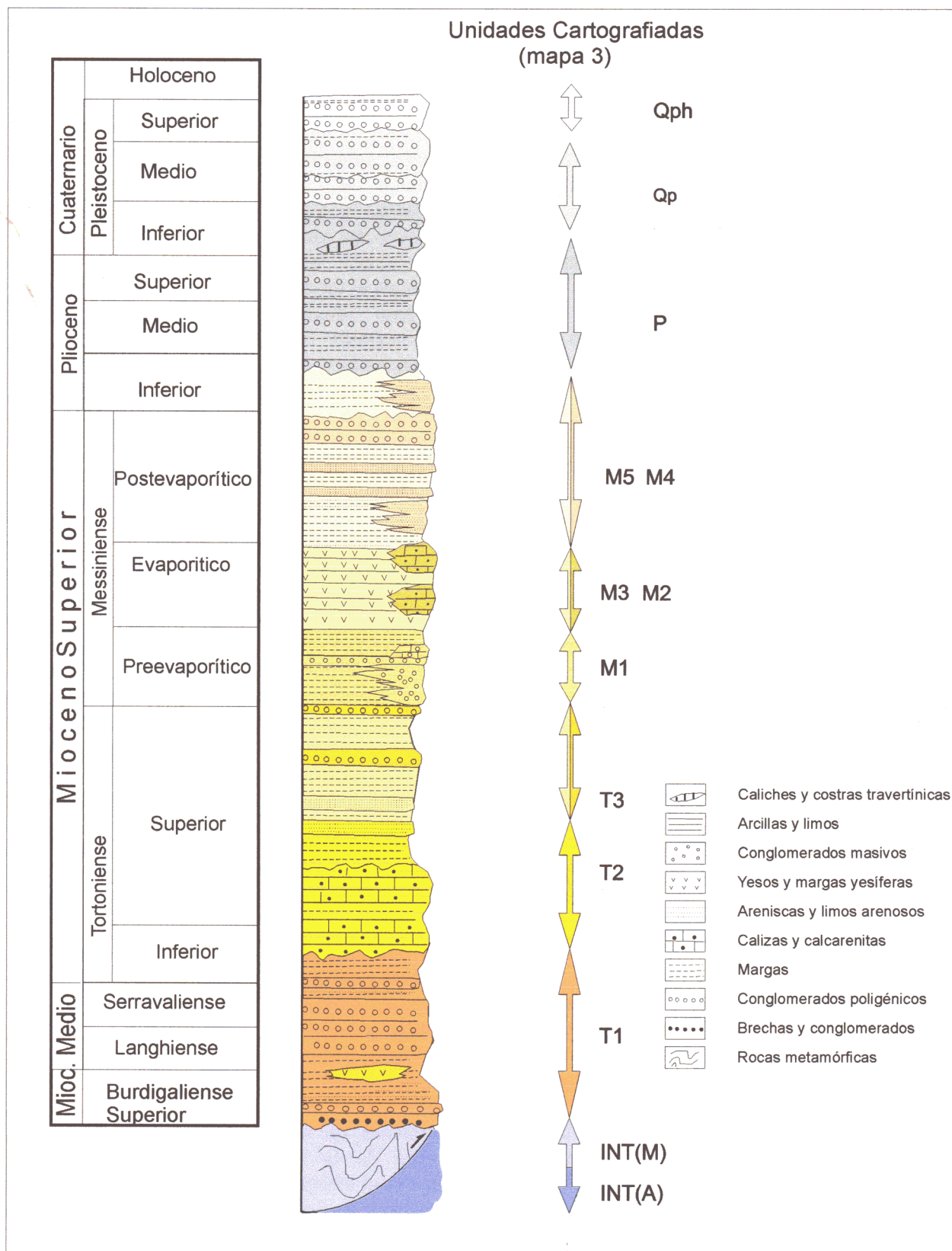
En las tres cuencas neógenas flanqueadas por la falla (cuenca de Huerca Overa, cuenca de Lorca y cuenca de Alhama-Fortuna) se ha producido una evolución tectosedimentaria similar a lo largo del tiempo. En las tres se inició el depósito durante el Langhiense o Serravaliense con materiales detríticos fluviales y litorales (Montenat, 1973; Montenat et al., 1985). Durante el Tortonense y Messiniense Inferior se extiende la sedimentación marina, primero somera (conglomerados, calcarenitas y calizas) y después pelágica con el depósito generalizado de las

margas amarillas de Fortuna (Montenat, 1977). Durante el Messiniense la sedimentación comienza a restringirse hasta culminar con el depósito del Messiniense evaporítico. Durante el Messiniense alto y el tránsito al Plioceno continua el proceso de emersión de las cuencas y el paso progresivo a depósitos litorales y continentales. En esta época son frecuentes las formaciones conglomeráticas brechoides y caóticas que testimonian la rápida emersión y erosión de relieves locales de basamento asociados al movimiento de la FAM o fallas asociadas (Montenat, 1973; 1977, Montenat et al., 1985).

Los materiales aluviales pliocenos y cuaternarios más potentes se disponen rellenando la depresión del Guadalentín. En su mayoría son depósitos de glaciares y superposición de abanicos aluviales procedentes de los relieves situados al NO de la FAM, de Oeste a Este: S<sup>a</sup> de Las Estancias, S<sup>a</sup> de La Tercia, S<sup>a</sup> de Espuña, S<sup>a</sup> de Carrascoy (esta situada al Sur), además de los depósitos de terrazas del propio río (mapa 1).

Como se verá en la descripción de materiales de cada tramo, existen importantes variaciones laterales, en las características y localización de los materiales (sobre todo en la dirección NO-SE) que están controladas por la actividad de la falla.

En resumen, puede decirse que la estratigrafía de los materiales afectados por la FAM es bastante variable desde el punto de vista litológico debido a la continua evolución de los medios de sedimentación. Ello hace que la FAM deforme materiales de muy distinta naturaleza y genere por ello estructuras con estilos y regímenes de deformación muy variados. La cizalla de la falla induce desde estructuras dúctiles al afectar a los yesos messinienses, hasta cataclásticas al romper las calcarenitas tortonienses, pasando por zonas de *fault gouge* al atravesar filitas y pizarras del basamento Alpujárride.



**Fig. 2-4. Columna estratigráfica sintética** en la que se representa la sucesión de materiales neógenos típica del entorno de la FAM. Junto a ella se señalan las unidades tectosedimentarias cartografiadas en el mapa 3. Las letras a la derecha de cada unidad se corresponden con las marcadas en dicho mapa.

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

## **2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM**

- 2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales
- 2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM
- 2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana
- 2.4.4. Tectónica postpliocena en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y cinemática
- 2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas
- 2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación
- 2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa
- 2.4.8. Resumen y Conclusiones cinemáticas principales



## 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

### 2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales

Con el objetivo de analizar la neotectónica de este sector se han realizado dos cartografías estructurales. Una a escala 1:15.000 de la zona de falla Lorca-Totana (mapa 4) y otra a escala 1:30.000 que engloba, además de la zona de falla, el borde Sur de la cuenca de Lorca y la S<sup>o</sup> de La Tercia (mapa 3).

El tramo Lorca-Totana de la FAM, como puede apreciarse en el mapa 3 y en el corte geológico de la Fig. 2-5, está constituido por un corredor tectónico de dirección N 55-65. Esta zona de falla está configurada por dos ramas principales a las que denominaremos Corredor Norte de Lorca (CNL) y Corredor Sur de Lorca (CSL) (Martínez Díaz, 1991). En trabajos más recientes (Silva, 1994 y Silva et al, 1997) se denomina a este tramo de la FAM como falla Lorca-Totana, dividida en dos ramas: la falla de La Tercia y la falla del Guadalentín, equivalentes al CNL y CSL respectivamente.

El CNL flanquea por su borde Sureste el bloque de basamento y la cobertera neógena que forman la antiformal de la S<sup>a</sup> de la Tercia (ST). Presenta una traza irregular con dirección variable entre N45 y N 55. Es, asimismo, como después se discutirá, límite para el depósito de algunas unidades miocenas de la cuenca de Lorca.

El CSL presenta una traza bastante más lineal y una dirección N 65. Desaparece hacia el Este a la altura de La Hoya, cambiando antes de dirección situándose casi E-O. El CNL, sin embargo, se conecta, a través de una zona compleja de interacción entre fallas de distinta dirección, con la zona de desplazamiento principal que se continúa hacia el Noreste a partir de Totana. En su borde Suroeste, el CNL se ramifica en dos zonas de desplazamiento principal que flanquean el afloramiento de basamento del cerro de Matalauva (mapa 3). Una de estas ramas se continúa hacia el SO de Lorca como zona de desplazamiento principal. El CNL desaparece al llegar a Lorca.

Ambos corredores presentan buzamientos opuestos. El CNL buza hacia el NO introduciéndose bajo la antiformal de la ST y el CSL presenta buzamiento hacia el SE. Entre ellos se conserva una depresión alargada rellena de materiales cuaternarios.

### 2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM.

Los distintos corredores y la fracturación asociada a este tramo de la FAM, están afectando materiales de edades que van desde las pizarras y

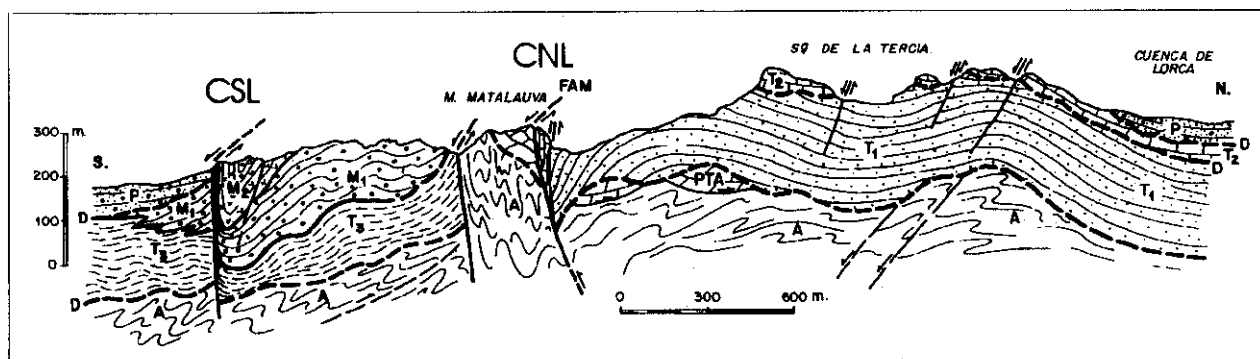


Fig. 2-5. Corte geológico transversal al sector Lorca-Totana de la FAM a la altura de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Ver materiales en figura 2-4.

cuarcitas de la unidad Precámbrico-Ordovícico del complejo Alpujárride de la loma de Matalauva y del núcleo de la Sª de La Tercia, hasta gravas, limos, arenas y costras travertínicas de edad Pleistoceno superior y quizás ya Holoceno.

Con el objetivo de poder situar más exactamente en el tiempo la cinemática y con ello las variaciones temporales y de naturaleza del campo de esfuerzos durante el periodo neotectónico, hemos realizado un estudio tectosedimentario del tercio Sureste de la cuenca de Lorca. Para identificar variaciones laterales asociadas a la actividad de la FAM, se han analizado las distintas sucesiones sedimentarias que pueden observarse a un lado y otro de ST y en la propia sierra, que inicialmente formaba parte de la cuenca. Se han definido varias unidades tectosedimentarias locales que son reflejo directo del control tectónico ejercido por la falla en la evolución de la cuenca.

En primer lugar nos referiremos al relleno y estructuras sinsedimentarias del borde Sureste de la Cuenca de Lorca y posteriormente a los depósitos aluviales plioceno-cuaternarios incluidos en el corredor y que forman parte de la Depresión del Guadalentín.

#### 2.4.2.1. Depósitos neógenos y deformaciones sinsedimentarias del borde Sureste de la cuenca de Lorca y Sierra de La Tercia.

Estudios detallados de la estratigrafía de la cuenca de Lorca han sido realizados por Montenat (1973 y 1977) y más recientemente por Guillén Mondéjar (1994) y Guillén Mondéjar et al. (1995). En este trabajo describen con detalle las distintas sucesiones de materiales del Mioceno medio y superior y algunas unidades tectosedimentarias a escala de la cuenca. Algunas de las unidades tectosedimentarias definidas por estos autores son equivalentes a las deducidas a lo largo del estudio que aquí se presenta y que fueron publicadas en Martínez Díaz y Hernández Enrile (1992b).

Las diferencias encontradas entre los depósitos estudiados al NO de la FAM y los situados en el interior y al Sureste del corredor Lorca-Totana (Fig. 2-6) hacen que para la

descripción de estas unidades tectosedimentarias hayamos distinguido dos áreas en las que los depósitos difieren, no solo en cuanto a sus características litoestratigráficas sino también en lo que se refiere a la posición relativa con respecto al corredor tectónico de la FAM. En primer lugar se describen los depósitos neógenos que se sitúan en el "Área Norte" (Fig. 2-6), es decir, el área que comprende el tercio meridional de la cuenca de Lorca y el núcleo principal de la Sª de La Tercia. El "Área Sur", que se describe posteriormente, ocupa el corredor tectónico Lorca-Totana de la FAM, incluyendo el borde Noroeste de la depresión del Guadalentín (ver mapa 3).

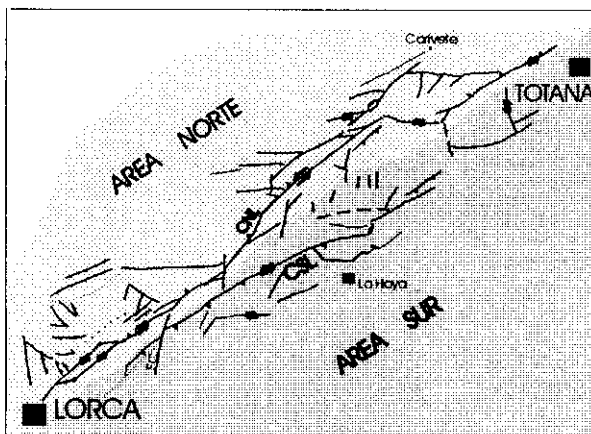


Fig. 2-6. Mapa de situación de las dos áreas de depósito neógeno-cuaternario diferenciadas en el estudio tectosedimentario del sector Lorca-Totana de la FAM.

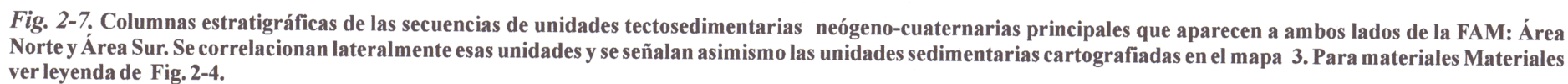
#### -A. Depósitos neógenos del Área Norte

Los depósitos neógenos en este área se disponen en discordancia sobre un sustrato de Bético Interno constituido, fundamentalmente, por las unidades paleozoicas y triásicas de los complejos Alpujárride y Maláguide (Langenberg, 1972; Egeler y Fontboté, 1976).

En el mapa 3 se observa que los materiales neógenos rodean el núcleo de basamento de la ST. Los contactos entre las distintas unidades bordean por el Norte la sierra estructurada por el flanco largo de una antiforma asimétrica.

A partir de las observaciones de campo realizadas hemos elaborado dos columnas estratigráficas (Fig. 2-7) en las que se representan las sucesiones más típicas en cada una de las dos áreas de depósito diferenciadas.





Basándonos en nuestras propias observaciones así como en las dataciones relativas de otros autores (Montenat, 1973; ITGE, 1981e; Armijo, 1977, Guillén Mondéjar, 1994), hemos distinguido varias unidades tectosedimentarias:

### -A1: Unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior.

Está constituida por alternancias de conglomerados y areniscas de color anaranjado o rojizo que presentan importantes intercalaciones de margas con niveles de yesos azulados. La potencia media de esta unidad es de 110 m. y el mecanismo de depósito fundamental corresponde a abanicos aluviales con influencias litorales (Montenat, 1973, Montenat et al., 1990a). Esta unidad es equivalente a la formación Carraclaca de Guillén Mondéjar et al. (1995). Son materiales generados por la erosión de tres áreas madre. Dos de ellas corresponden con las actuales sierras de Las Estancias y de Espuña. La tercera y más importante se situaba al Sureste, en la área que ahora ocupa la depresión del Guadalentín.

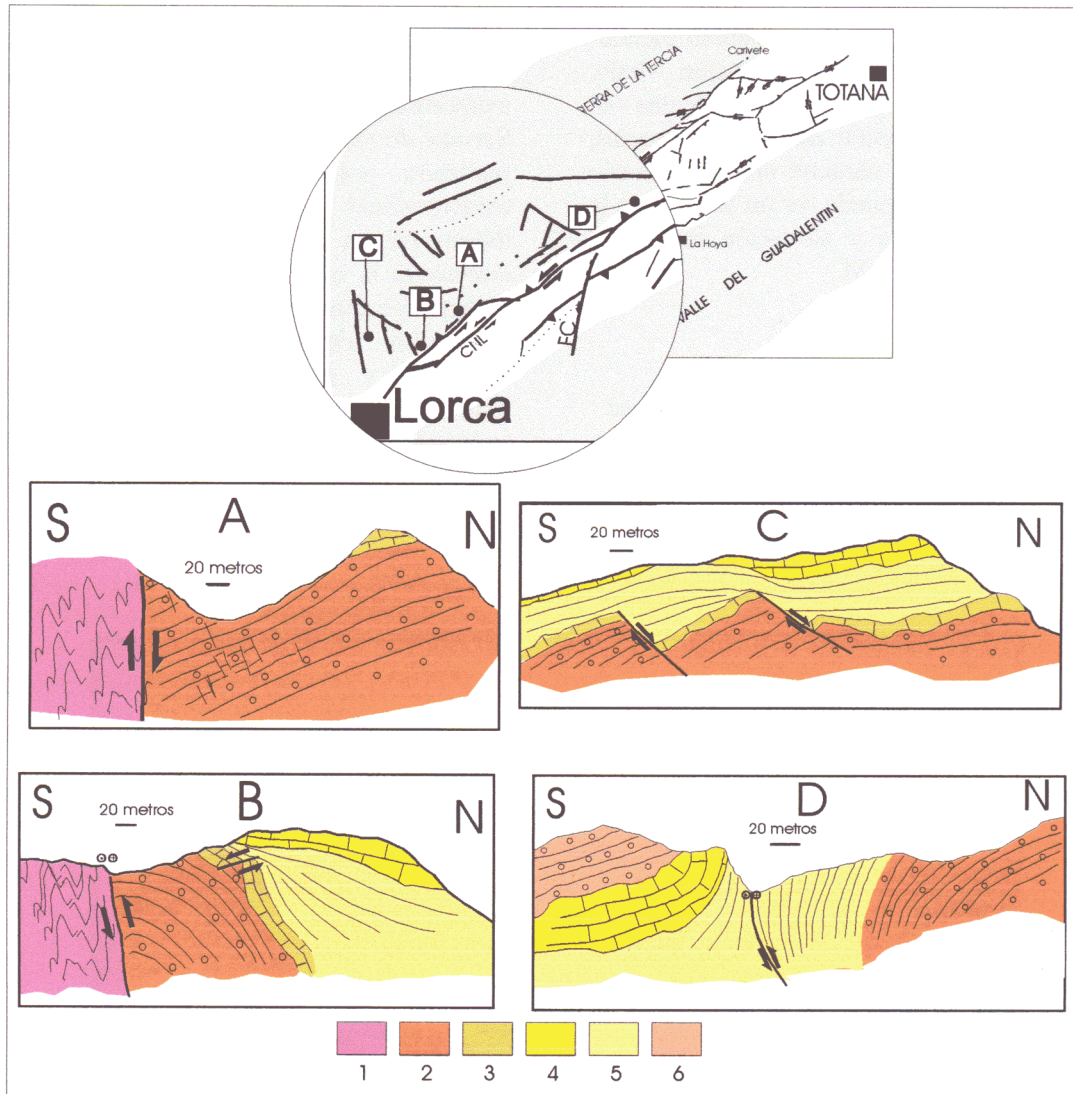
En otras cuencas más orientales se han descrito materiales procedentes de la erosión de áreas fuente, ahora desaparecidas, que estaban situadas a lo largo de la depresión del Guadalentín (Montenat, 1977). Al NO de la S<sup>a</sup> de La Tercia, y hacia el centro de la cuenca, estos materiales cambian lateralmente a margas y areniscas de ambiente marino pelágico (formación Campico de Guillén Mondéjar (1994)). Esta disminución de la energía del depósito hacia el NO confirma la presencia del área madre al SE. A escala cartográfica (ver mapas 3 y 4) esta unidad (T1 en los mapas) presenta un mayor afloramiento en la mitad occidental de la S<sup>a</sup> de La Tercia, donde su potencia alcanza los valores más altos, sobre todo gracias a las potentes intercalaciones de margas azules con yesos que presentan mucha menor potencia en la zona oriental.

Esta unidad, depositada previamente a la transgresión del Tortonense (Montenat, 1977), es correlacionable con unidades definidas en áreas adyacentes como los conglomerados de La Cresta del Gallo o incluso con parte de la formación Relojero (Montenat, 1973).

### -A2: Unidad Calcarenítica Tortonense superior bajo.

Los materiales que forman esta unidad se disponen sobre los conglomerados, margas y areniscas ya descritos (Fig. 2-7), en discordancia a causa de un ligero pero general basculamiento del sustrato hacia el Noroeste en las cercanías de la FAM. Está compuesta por calcarenitas y calizas masivas con algunos tramos intercalados de margas amarillas. Presenta una potencia variable que oscila entre 20 y 185 m. Esta unidad es correlacionable con parte de la formación Atalaya y con la formación Manilla de Guillén Mondéjar (1994). Se trata de un depósito de plataforma somera claramente delimitado al Sur por el corredor tectónico de la FAM.

Durante su depósito, la actividad de esta falla genera discordancias progresivas a pequeña escala que desaparecen hacia el interior de la cuenca de Lorca (ver cortes geológicos A, B y C de la Fig. 2-8 y fotografía de la Fig. 2-9). En el corte C se observa que las calcarenitas y margas están afectadas por fallas normales sinsedimentarias de bajo ángulo. Son fallas paralelas a la dirección de la FAM (ver esquema de localización en la figura). Los cortes A y B de la misma figura muestran el contacto de la FAM con los depósitos de esta unidad y la anteriormente descrita. En los dos cortes, separados entre sí menos de un kilómetro, se identifican dos cinemáticas sinsedimentarias diferentes en la FAM. En el corte A se identifica un movimiento normal, previo al depósito de las calcarenitas y margas de esta unidad. En el corte B se identifica ese movimiento normal previo al depósito margo-calcarenítico, pero durante el mismo, se inicia la formación y crecimiento de un pliegue de arrastre con inmersión hacia el SO a causa del movimiento inverso sinistroso de la FAM. A medida que crece el pliegue y se depositan las margas, se va generando una discordancia progresiva. El primer nivel calcarenítico posterior a los conglomerados rojos está afectado por fallas normales giradas hacia la horizontal por el crecimiento del pliegue. Las fallas de bajo ángulo del corte C, también se encuentran rotadas por un pliegue posterior.



**Fig. 2-8.** Cortes geológicos esquemáticos de cuatro afloramientos situados en el extremo oeste del CNL. 1. Basamento Alpujárride; 2. conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 3. Calcarenitas del Tortonense inf.; 4 y 5. margas y calcarenitas del Tortonense sup.; 6. Conglomerados pliocuaternarios.

-A3: Unidad Tortonense superior alto-Messiniense-Plioceno inferior.

#### **Tortonense - Messiniense preevaporítico**

Los materiales que la componen se disponen en discordancia sobre los depósitos carbonatados antes descritos, así como sobre parte del Bético Interno. Su depósito está rellenando claramente un paleorelieve creado y controlado por fallas normales de longitudes hectométricas a kilométricas (mapa 3). Es una unidad constituida por margas blancas y amarillas de carácter marino correlacionables con las Margas de Fortuna de Montenat (1973) y pertenecientes a la formación Carivete de Guillén Mondéjar (1994). Se deposita

en un área más restringida a escala de la cuenca que la unidad precedente. Solo aparece en la mitad SE de la misma. Pese a ser el depósito más profundo, sus mayores potencias no se sitúan en el centro de la cuenca, sino en el área próxima a la FAM. El máximo depocentro, como atestiguan los datos de Montenat (1977), se sitúa unos dos kilómetros al NO de Lorca.

A escala cartográfica se aprecia claramente ese aumento de potencia en la mayor superficie de afloramiento de las margas observada en la mitad Oeste de la Sierra. En el interior de la misma, las potencias diferenciales están controladas por una tectónica de bloques limitados por fallas normales en tijera. En el área

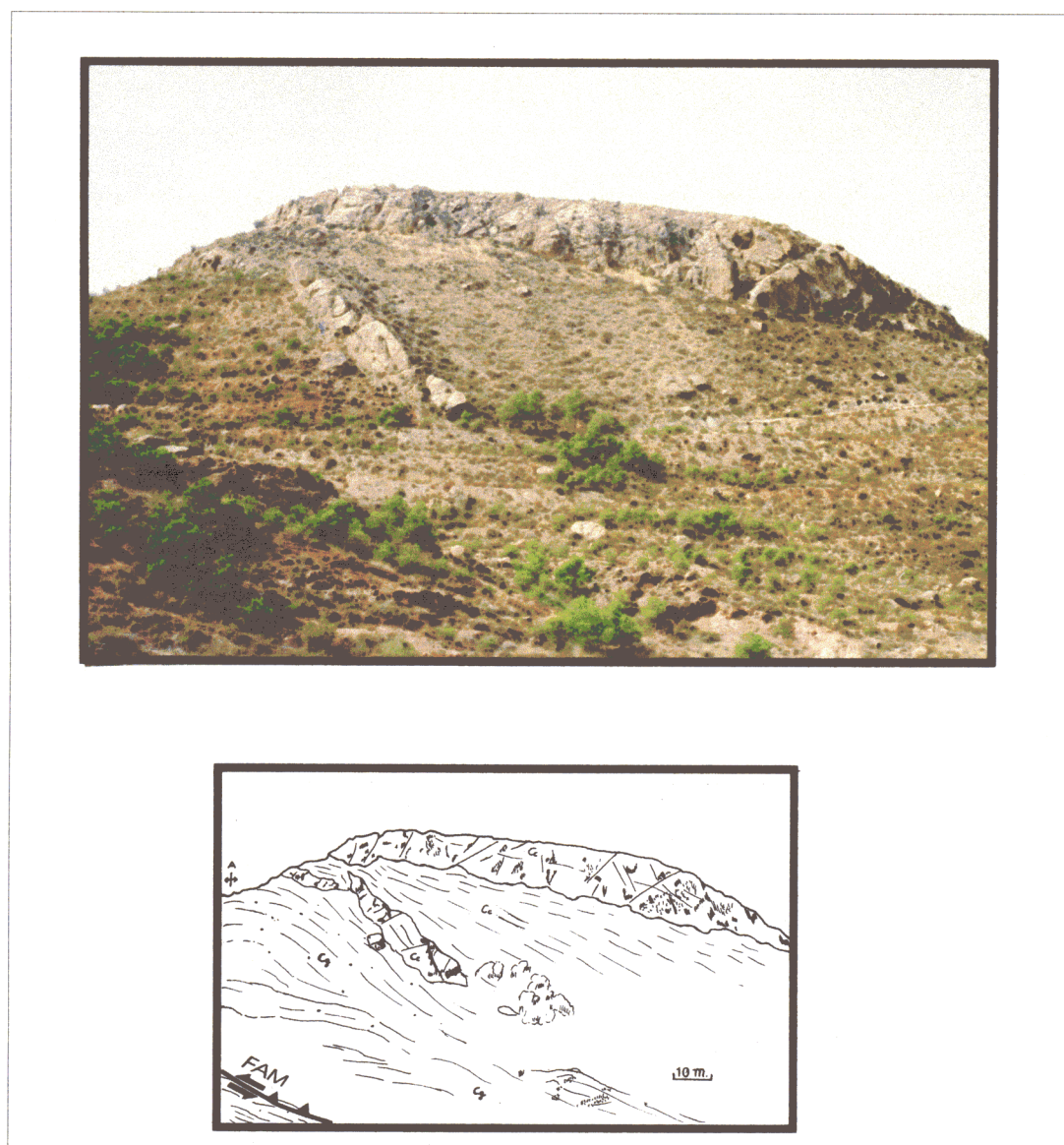


Noreste de la ST las margas cambian lateralmente a niveles calcareníticos (formación Aledo, de Guillén Mondéjar (1994)) procedentes en muchos casos de la erosión de las calcarenitas, hecho que evidencia el carácter sinsedimentario de la deformación. Ello puede ser un indicio de la progresión de la flexura y elevación incipiente del bloque al NO de la FAM.

### Messiniense

Sobre las margas de la formación Carivete se

disponen margas grises y yesos que pasan hacia techo de laminados a masivos (Messiniense evaporítico), que forma parte de la formación Serrata de Guillén Modéjar (1994). El estudio realizado por Ayora et al. (1993) de las características geoquímicas de las salmueras que dieron origen al depósito de estas evaporitas, demuestra la existencia de dos facies diferentes. Una que se corresponde con la parte inferior de la formación, depositada en ambiente marino restringido y otra que engloba el tercio superior y que se depositó a partir de aguas en régimen endorreico. Este hecho parece confirmar el



*Fig. 2-9. Fotografía e interpretación del pliegue de arrastre creado por el movimiento inverso-direccional del CNL. Se aprecia claramente que el crecimiento del pliegue es coetáneo con la sedimentación tortoniense. Ver situación en la fig. 2-8.*

progresivo confinamiento de la cuenca de Lorca que llega a convertirse ya en el Messiniense en un sistema confinado por el crecimiento de una barrera (ST) combinado con el comienzo de la retirada del mar tortoniense.

La sedimentación salina está restringida a la parte Norte y Noroeste de la ST. En la zona de Aledo los yesos desaparecen y cambian a conglomerados procedentes de la erosión de las calcarenitas emergidas en la zona que ahora es la parte más alta de la sierra.

Por otra parte, hacia el SO de la cuenca los yesos cambian a conglomerados, limos y arenas de abanico aluvial y aluvial catastrófico (formación Batán de Guillén Mondéjar (op.cit.). Esto es un indicio de actividad de las fallas normales NO-SE que limitan por el Oeste la cuenca.

#### **Messiniense postevaporítico - Plioceno**

La unidad tectosedimentaria que estamos describiendo, concluye con un depósito limitado a la zona central de la cuenca formado por margas rosadas lacustres con niveles arenosos y conglomeráticos fluviales con cantos redondeados (formaciones Batán y Torrealvilla de Guillén Mondéjar (op cit). Este tramo de la unidad marca el tránsito, ya dentro del Plioceno, de ambiente lacustre a fluvial. Las litologías incluidas en los conglomerados son principalmente rocas metamórficas del Bético Interno procedentes de la erosión de los macizos que rodean la cuenca: (S<sup>a</sup> de Las Estancias y S<sup>a</sup> Espuña) y cantos subbéticos transportados por la red fluvial, procedentes del Noroeste e implantada sobre la antigua cuenca endorreica.

La potencia total de esta unidad es muy variable, si bien la media se sitúa en unos 300 m. Guillén Mondéjar (1994) distingue tres unidades tectosedimentarias en el período de tiempo para el que nosotros identificamos esta unidad. En nuestra opinión, a pesar de que localmente puedan observarse discordancias internas, la estructuración general de los materiales y la naturaleza litológica de los mismos se enmarca dentro de un proceso de emersión continuada de la cuenca que puede incluirse en una etapa de actividad tectónica más o menos homogénea combinada con cambios de tipo eustático.

#### **-B. Depósitos neógenos del área Sur**

En el interior del corredor tectónico Lorca-Totana y en el área adosada al Sureste de la misma, se aprecia una clara influencia de la actividad tectónica en las facies y distribución de las unidades sedimentarias. La primera variación con respecto al "Área Norte" es la ausencia de la unidad conglomerática Burdigaliense sup.-Tortoniense inf. y la unidad calcarenítica Tortoniense superior bajo (Fig. 2-7). Este hecho es apreciable directamente en la cartografía (mapa 3) y está corroborado por datos obtenidos, tanto a partir de sondeos realizados en el valle del Guadalentín (ITGE, 1975), como por las características que presenta la Cuenca de Hinojar, situada al Sur de la depresión del Guadalentín.

En consecuencia, únicamente hemos distinguido en este área dos Unidades Tectosedimentarias principales una de ellas de edad Tortoniense Superior - Plioceno y otra de edad cuaternaria que será descrita en el apartado dedicado a los materiales de esa edad. No obstante, en el interior de cada una de ellas es palpable la actividad sinsedimentaria de los accidentes tectónicos principales que condicionan la distribución tanto horizontal como vertical de distintos tramos detríticos.

#### **-B1: Unidad Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno inferior.**

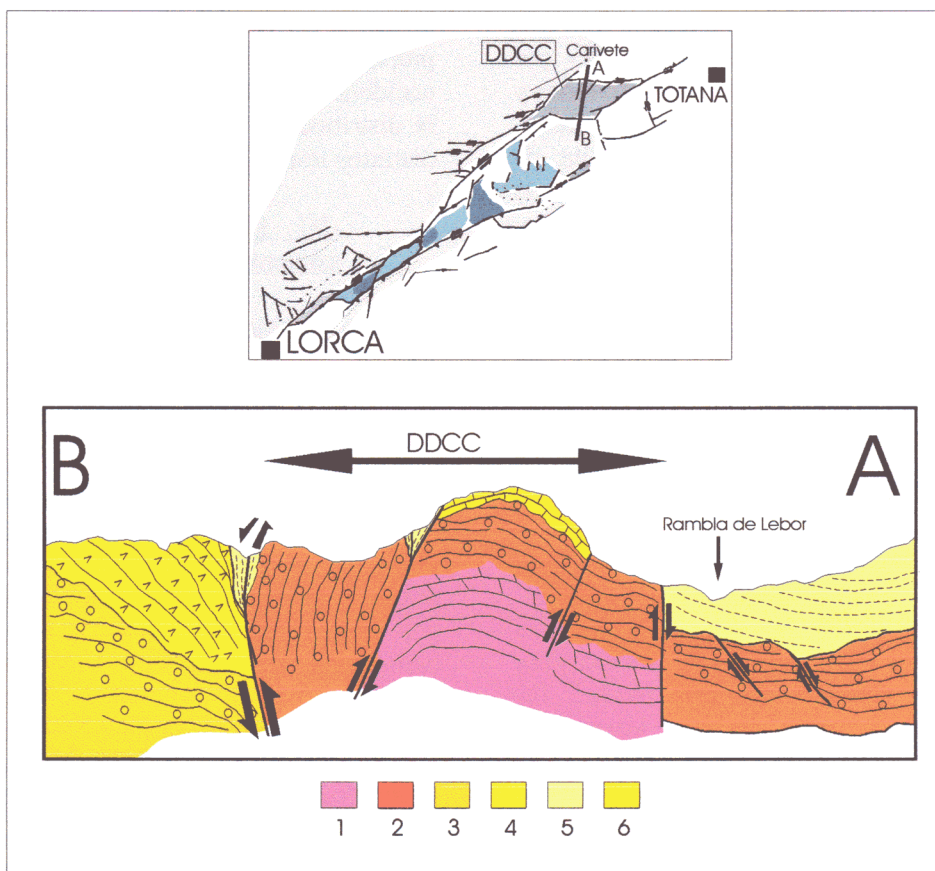
El contenido sedimentario de esta unidad es bastante complejo ya que se inicia en su base con potentes paquetes de margas turbidíticas amarillas, análogas a las descritas en la unidad equivalente en el "Área Norte". El depósito de las margas se ve intercalado por potentes tramos de conglomerados masivos (Fig. 2-7). Uno de ellos, que ha sido cartografiado como M1 en el mapa 3, presenta una estructuración caótica y con cantos procedentes de la erosión tanto de carbonatos tortonienses como de materiales metamórficos de las zonas Internas. Estos conglomerados pueden correlacionarse desde un punto de vista genético, con la megabrecha de Hinojar (Larouzière et al., 1987). Presentan cantos con un centil métrico, litologías de rocas metamórficas y diabasas que no están presentes en las unidades de Bético Interno de la ST. La difícil identificación litoestratigráfica de algunos de estos materiales ha llevado a considerar una procedencia Sureste, desde bloques de basamento

elevados en el interior de la actual depresión del Guadalentín (Armijo, 1977).

Hacia el techo de la unidad aparecen alternancias de margas y yesos con intercalaciones calcareníticas que van evolucionando hacia yesos masivos (formación Serrata). En el extremo oriental del corredor el depósito de los yesos es discordante sobre los conglomerados masivos a causa de la actividad del CNL (Fig. 2-10). Finalmente, la unidad se cierra con una alternancia de margas rosadas, conglomerados con cantos redondeados y matriz arcillosa y areniscas que a menudo presentan estructuras sedimentarias propias de depósitos de "foreshore". En el interior de estos detríticos (cartografiados como M4 en el mapa 3), se observan niveles de areniscas homométricas y estratificación cruzada en cuchara propias de depósitos de playa. Estos materiales afloran al Sur del Corredor Sur de Lorca (CSL). Las margas

rosadas y conglomerados alcanzan gran potencia en el tercio oriental del corredor, lo que llevó a Silva (1994) a considerar que su edad alcanza ya el Plioceno. Es muy importante destacar que los niveles de conglomerados que se alternan con los limos presentan cantos de materiales subbéticos. Los afloramientos subbéticos actualmente se encuentran situados al NO de la cuenca de Lorca. La S<sup>a</sup> de La Tercia, por tanto, no constituía aún una barrera para los aportes aluviales procedentes del NO.

A nivel cartográfico es destacable que el tramo conglomerático masivo y caótico descrito y representado en la columna de la Fig. 2-7 solo aparece en el tercio oriental del corredor, a partir de la Rba. de La Salud, y en el extremo Suroeste, junto al monte de Matalauva. En la zona central, bajo los yesos messinienses aparecen fundamentalmente margas. Por otra parte, no se observa el tramo de yesos en la mayor parte de la



**Fig. 2-10.** Corte geológico del dúplex de desgarre compresivo de Carivete situado en el extremo oriental del CNL (ver esquema de situación). 1. Basamento Alpujárride; 2. Conglomerados rojos del Tortonense inf.; 3. Conglomerados y megabrechas del Tortonense sup.; 4. Calcarenitas del Tortonense sup.; 5. Margas del Tortonense sup.-Messiniense; 6. Yesos messinienses.

zona de falla del CNL. Solamente aparecen a la altura de la terminación Este del CSL adosados al mismo. Esta ausencia no parece causada por la propia falla sino por falta de depósito.

En el corte D de la Fig. 2-8 se observa la estructura típica del neógeno adosado al CNL. En discordancia sobre las calcarenitas del Tortoniense superior bajo suelen aparecer ya los depósitos aluviales cuaternarios.

Los tramos finales de la unidad (formados por las margas rosadas y conglomerados) aparecen únicamente al Sur del CSL. Únicamente en el extremo Noreste del tramo Lorca-Totana aparecen adosados al CNL. Esta compleja disposición espacial de los distintos tramos de esta unidad tectosedimentaria, en relación con la posición de las zonas de falla principales, indican el claro control de éstas en la posición de la paleolínea de costa y en general en la disposición de las distintas formaciones sedimentarias.

### **-C. Resumen. Evolución tectosedimentaria neógena de la cuenca de Lorca.**

De las características estratigráficas del relleno de la cuenca que hemos descrito podemos extraer tres tipos de evidencias que permiten describir la evolución tectosedimentaria de la cuenca:

- Presencia o ausencia en determinadas zonas de las distintas Unidades Tectosedimentarias descritas.
- Posición relativa en las sucesiones estratigráficas de tramos detríticos asociados a la erosión de bloques levantados.
- Distribución espacial deducida a partir de la cartografía (mapas 3 y 4) de las distintas unidades sedimentarias en relación con la FAM (CSL y CNL).

Estas evidencias aportan una valiosa información a la hora de situar las distintas áreas emergidas y los movimientos en la vertical que éstas han sufrido durante el Neógeno. A partir del análisis de estos datos, podemos resumir la evolución tectosedimentaria de la cuenca en los siguientes puntos (ver el esquema evolutivo de la Fig. 2-11):

-1/ Durante el Mioceno medio y probablemente ya durante el Burdigaliense

superior se produce un hundimiento de bloque situado al NO del corredor tectónico de la FAM. Este hundimiento da lugar a la formación del borde SE de la cuenca de Lorca y a la vez genera un "área madre" situada al SE del citado corredor en el área ahora ocupada por la depresión del Guadalentín. Este área madre genera la mayor parte de los depósitos del Mioceno medio y del Tortoniense inferior que se depositan en el área ahora ocupada por la ST.

Los conglomerados y calcarenitas del Burdigaliense superior-Tortoniense inferior y parte del Superior aparecen implicados en la zona de cizalla del CNL, pero no en la del CSL. Es de suponer que la sedimentación llegó a sobrepasar un talud hacia el Norte generado por el CNL, pero no llegaría a cubrir la actual zona de falla del CSL. Podemos suponer que estos dos corredores formaban en ese momento el borde escalonado del bloque de basamento aflorante en el interior de la actual depresión del Guadalentín.

Este levantamiento relativo está relacionado con un movimiento de carácter normal del CNL que puede incluirse en un contexto extensional de carácter regional asociado a fenómenos de colapso neógenos en la Cordillera Bética (Platt et al., 1989; Doblas y Oyarzun, 1989). La existencia de fallas N 80-110 E normales que afectan al basamento ya deformado y están fosilizadas por el Mioceno, como se verá posteriormente, parece apoyar un evento claramente extensional para la génesis de la Cuenca de Lorca.

La génesis de esta cuenca hasta ahora había sido considerada en un contexto compresivo a través de un mecanismo tipo *Pull Apart* producido por una actividad sinestrosa de la falla Norbética Y la falla de Alhama de Murcia (Montenat et al., 1987 A y B). En este contexto el pliegue que estructura la ST era considerado como *en echelon*. Sin embargo, ni la geometría de solape entre las fallas citadas ni la orientación del pliegue de la ST son coherentes con esta interpretación.

-2/ La discordancia situada en la base del Tortoniense superior, además de marcar el cambio de fluvial-litoral a marino de plataforma somera en el ambiente deposicional, señala un cambio en el movimiento de la FAM. Previamente al depósito de las calcarenitas del Tortoniense superior bajo, el bloque de



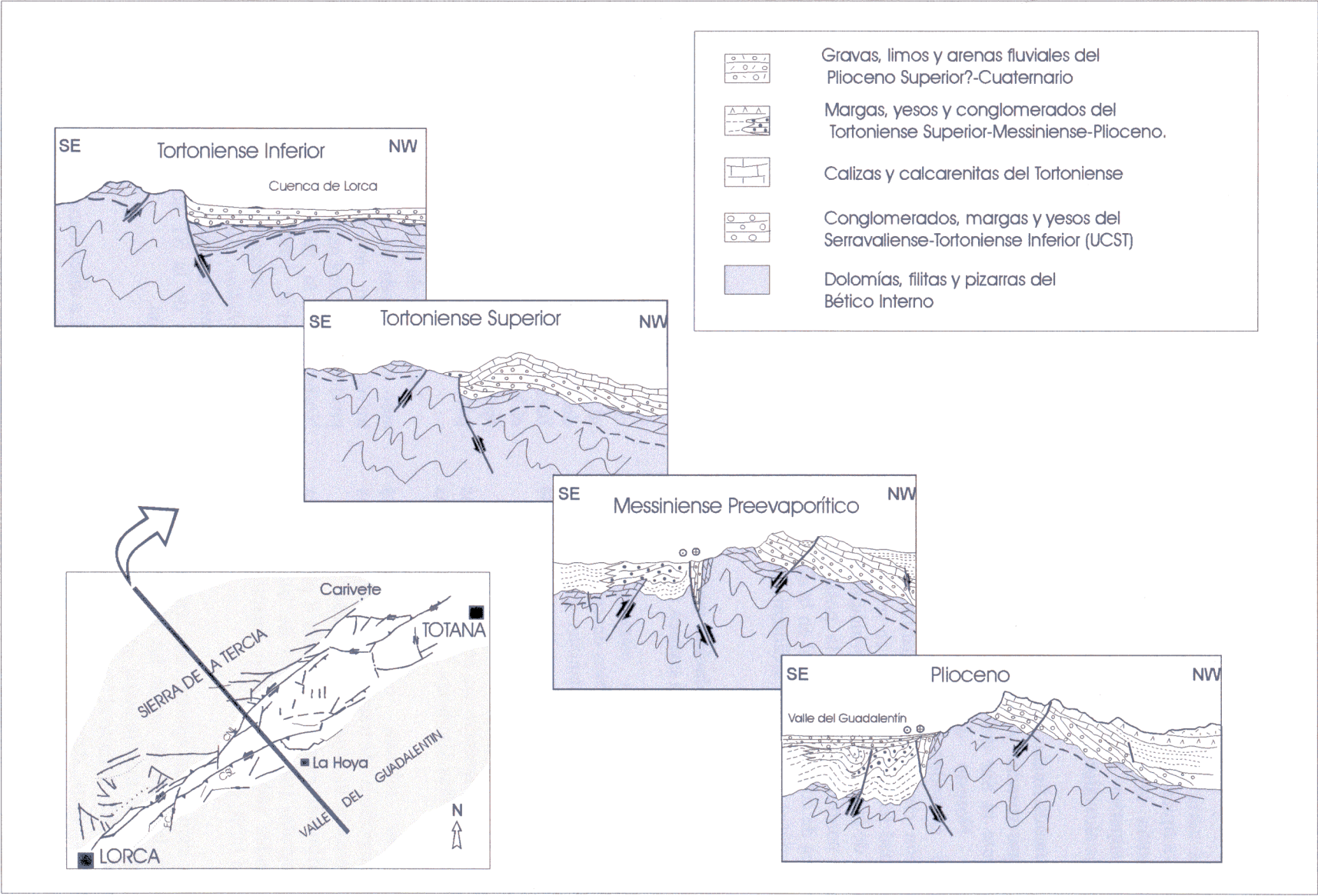


Fig. 2-11. Secuencia evolutiva en una sección NO-SE del sector Lorca-Totana de la FAM. En ella puede observarse el proceso de inversión tectónica en el que se enmarca la evolución neotectónica del borde SE de la cuenca de Lorca y la depresión del Guadalentín.



basamento Bético se elevaba en relación al relleno fluvio-litoral de la cuenca. A partir del inicio del depósito de esa unidad, se inicia un plegamiento sinsedimentario asociado al arrastre inverso de la FAM (Fig. 2-8B). La discordancia progresiva en abanico aparece solamente en el área de influencia de la FAM.

-3/ Durante el depósito del Tortoniense superior, se reconoce una actividad sinsedimentaria extensional local (Fig. 2-8D), contemporánea con el crecimiento de los pliegues de arrastre compresivos junto a la FAM. Asimismo, fallas menores paralelas a la FAM y otras de dirección próxima a N-S controlan el depósito de las margas del Tortoniense superior y del Messiniense (Fig. 2-11).

-4/ Aproximadamente en el límite Tortoniense superior-Messiniense la elevación relativa de bloques al Sur de la FAM, origina emersiones locales de bloques cuya erosión provoca los potentes tramos conglomeráticos intercalados en la Unidad conglomerático-yesífera depositada en el "Área Sur". Es probable que la actividad vertical de fallas N 50-70 E en el área del Guadalentín elevara bloques de basamento situados al SE que provocaran depósitos anómalos con esa procedencia (Montenat et al. (1987 A y B).

-5/ Durante el depósito del Messiniense preevaporítico se manifiestan movimientos en la vertical a lo largo del CSL que condicionan cambios laterales y/o ausencias de los depósitos del Messiniense evaporítico y postevaporítico. Estas variaciones se evidencian en las cartografías (mapas 3 y 4) y en observaciones de campo. Las areniscas homométricas de playa aparecen adosadas al CSL. La costa del mar Messiniense estuvo controlada por los movimientos de estos dos corredores. El CNL, fue el límite septentrional de la sedimentación hasta el inicio de la sedimentación del Messiniense evaporítico. Después es el CSL el que constituye el límite Norte de la sedimentación Messiniense. Desde la terminación oriental del CSL hacia el Este, el depósito estuvo controlado en todo momento por el CNL.

-6/ Durante en Messiniense evaporítico se manifiesta la presencia de un área emergida en el extremo oriental de la ST. Los aportes de este área (fundamentalmente calcareníticos), junto con los procedentes de la erosión del área

emergida de Sª Espuña, imposibilitaron el depósito salino en esta zona (entorno de Aledo). Esto implica que el anticlinal que estructura la ST ya se había empezado a formar y en su tercio oriental era ya área fuente de materiales detríticos.

La transición en el ambiente de sedimentación de los yesos de marino abierto a endorreico (Ayora, 1995) señala el momento exacto en que el área de depósito de la cuenca de Lorca queda sin conexión con el mar messiniense.

-7/ Desde el Messiniense postevaporítico hasta el Cuaternario, el bloque situado al NO de la FAM sufre una progresiva elevación. Este proceso hace que la cuenca de Lorca quede "colgada" con respecto a la depresión Pliocuaternal del Guadalentín que comienza a estructurarse. El nivel fluvial plioceno que colmata la cuenca de Lorca se encuentra en la actualidad a una cota media superior a 600 m. Mientras que la cota media actual de la depresión del Guadalentín es de 300 m.

A modo de resumen, puede decirse que la sedimentación en el tercio meridional de la cuenca de Lorca está condicionado por sucesivos eventos tectónicos de actividad de la FAM a lo largo del Tortoniense, el Messiniense y el Plioceno, que provocan movimientos verticales relativos. Asociados a esos movimientos verticales se producen ceses o reactivaciones sedimentarias de carácter brusco y detrítico.

A escala más regional las características de los depósitos de relleno de la cuenca y sus variaciones laterales señalan el comienzo de la formación de la ST y su elevación a partir del Messiniense. La FAM y concretamente primero el CNL y después el CSL controlaron la posición de la línea de costa a finales del Messiniense cuando la sierra comenzó a emerger.

#### 2.4.2.2. Depósitos cuaternarios del borde Norte de la depresión del Guadalentín

En este apartado se tratarán los materiales más recientes que aparecen deformados por la FAM y que se sitúan en discordancia sobre la última unidad tectosedimentaria neógena.

Los materiales más recientes implicados en la zona de falla de la FAM en el sector Lorca-

Totana forman parte del relleno del valle del Guadalentín. Silva (1994) realizó una exhaustiva cartografía de los mismos y su interpretación como respuesta a la dinámica del frente de montaña activo de la ST. En este trabajo, hemos realizado una cartografía y descripción de estos depósitos con fines a situar espacial y temporalmente los distintos materiales que después encontramos deformados en las trazas del CNL y del CSL. Con ello, pretendemos tener una escala temporal relativa lo más ajustada posible de la deformación que nos permita obtener tasas de movimiento más exactas para la falla.

### **-A. Criterios cronológicos**

En los trabajos previos realizados en la zona concernientes al estudio de los depósitos fluviales cuaternarios, la datación de los mismos ha estado basada fundamentalmente en el grado de desarrollo edáfico de las calcretas que encostran el techo de las unidades de abanicos aluviales. Ello combinado con la correlación de los episodios de agradación relacionados con las fases glaciares (Baena et al., 1993 y Silva, 1994). Estos autores reconocen tres tipos de calcretas: masivas, maduras e inmaduras, que asocian respectivamente a edades decrecientes desde el Pleistoceno inferior. Aquellos abanicos que no presentan encostramientos calcáreos se consideran holocenos. Silva (1994) combina este criterio con la identificación de tres fases deposicionales de abanicos aluviales y la posición en el tiempo de las fases Riss y Würm. De este modo distingue:

- Una primera fase deposicional de abanicos de edad Pleistoceno medio.
- Una segunda fase deposicional de abanicos post Riss pre Würm (130.000-85.000 años bp).
- Una tercera fase deposicional de abanicos post Würm y Holoceno (85.000 años bp hasta el Holoceno)

En el presente trabajo asumimos este criterio cronológico relativo, si bien con ciertos matices. Pensamos que hay que ser cuidadoso a la hora de utilizar el criterio edáfico de desarrollo relativo de las calcretas para la datación en este sector. Ello se debe a que las surgencias de aguas termales y aguas ricas en carbonatos y sulfuros que jalonan la traza del CNL (surgencias de Carraclaca, cortijo del Roser, fuente de la Torta

de Cal....etc.) hacen que localmente la potencia de las calcretas sea muy superior a la que presentan en el mismo abanico conforme nos alejamos de la falla hacia el Sureste.

Además de la utilización de los criterios citados, hemos realizado dataciones absolutas de varios niveles travertínicos superpuestos e incluidos en el interior de un abanico aluvial (ver capítulo 2.5.3.1) que nos han servido para calibrar las edades asumidas tanto mediante el criterio edáfico citado, como mediante criterios de posición relativa, solapamiento y correlaciones con materiales equivalentes presentes en frentes de montaña activos cercanos.

### **-B. Descripción de los depósitos cuaternarios.**

Todos los depósitos recientes discordantes sobre las unidades de basamento Bético Interno así como sobre las unidades tectosedimentarias neógenas descritas anteriormente en el Área Sur de depósito de la cuenca de Lorca, presentan carácter aluvial y fluvial. Corresponden a restos de glaciares, terrazas y abanicos aluviales alimentados por las ramblas procedentes del área madre de la ST. En función de la dinámica del levantamiento del frente de montaña de esta Sierra y la evolución climática pliocuaternaria los distintos cuerpos sedimentarios presentan distintas arquitecturas de superposición y posiciones relativas más o menos alejadas del frente de montaña (Silva et al., 1992c). En el Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (Baena et al., 1993), los materiales fluviales incluidos en este corredor aparecen cartografiados como abanicos aluviales de edad Pleistoceno medio y superior.

En función de su posición estratigráfica, características litológicas, posición relativa y grado y carácter de deformación, hemos dividido los depósitos cuaternarios aflorantes en este sector en cuatro unidades o conjuntos. Con esta división se pretende establecer un marco temporal en el que situar posteriormente los distintos eventos tectónicos recientes. En este sentido, las unidades informan por su grado y tipo de deformación acerca de los eventos y episodios de actividad de la FAM. Sin embargo, en algunos casos debido a su poca extensión de afloramiento no son cartografiables. Por ello, las unidades cartografiadas en los mapas 3 y 4 no se

corresponden en su totalidad con las unidades morfosedimentarias que a continuación describimos.

#### -1: Terrazas fluviales del Plioceno superior - Pleistoceno inferior (PL)

Están formadas por gravas blancas con cantos de calizas oolíticas subbéticas predominantes y niveles de limos grises y pardos. Presentan potencias escasas de no más de cuatro metros. Sus afloramientos no son cartografiados, puesto que se presentan en las paredes de los encajamientos de las ramblas o bien se encuentran cubiertos por una potente sucesión de abanicos aluviales. Solo afloran allí donde las fallas principales del CNL y del CSL las han deformado y elevado hasta la superficie (figs. 2-12 y 2-13). Los restos que se conservan adosados al CNL están a más de 40 metros sobre el nivel actual del valle. Se trata de restos de terraza abandonadas por el río Guadalentín cuyo cauce a finales del Plioceno y principios del Pleistoceno transitaba más al Norte que el actual. Al situarse en discordancia sobre depósitos pliocenos verticalizados y por debajo de abanicos aluviales del Pleistoceno medio o superior, puede suponerse para ellos una edad desde finales del Plioceno hasta comienzos del Cuaternario.

#### -2: Abanicos aluviales y glacia del Pleistoceno medio (P)

Sucesión de limos anaranjados y conglomerados con niveles de calcretas, alternantes en paquetes de 10-20 cm de potencia. Esta unidad está constituida por una superposición de abanicos aluviales y glacia cartografiada como (P) en el mapa 4. Está confinada en su afloramiento a la banda que existe entre el CNL y el CSL. La potencia máxima observada en los cortes de las ramblas supera los 15 metros. De base a techo los cantos de los conglomerados pasan gradualmente de calizas y calcarenitas tortonienses a predominar los cantos de rocas metamórficas del basamento. Los conglomerados están menos cementados a medida que nos alejamos del CNL. En las cercanías de éste son muy frecuentes los niveles y venas de travertinos y el cemento de los conglomerados es carbonatado. Hacia el Sur ese cemento se hace más limoso y solo se conservan niveles carbonatados de caliches. Estos caliches separan los distintos abanicos aluviales (y glacia allí donde la paleotopografía lo forzó) cuya

superposición construye esta unidad. Es característico el oscurecimiento progresivo hacia techo de esta unidad a medida que aumenta la cantidad de cantos de basamento, lo cual testimonia el progresivo encajamiento de las ramblas en el área madre de la ST.

Desde el punto de vista estructural lo más importante de esta unidad es que mientras en la zona central de la banda situada entre el CNL y el CSL los distintos abanicos aluviales que se superponen están prácticamente horizontales, en las zonas de contacto con el CNL y el CSL están fuertemente basculados y con distinto grado en función de su antigüedad. En los cortes realizados en los afloramientos de las zonas de falla, las unidades con distinto grado de deformación incluidas en P se han denominado P1, P2, ..., etc. (figs. 2-12 y 2-13).

Los materiales de esta unidad son considerados de edad Pleistoceno medio por Baena et al, (1993). Silva (1994) los considera como pertenecientes a la primera de tres fases deposicionales de sistemas aluviales marginales pleistocenos y holocenos. La segunda y la tercera se depositan aguas abajo diseccionándolos. Usando como criterio de datación el grado de desarrollo de los caliches que encostran cada abanico los considera como máximo de edad Pleistoceno medio.

#### -3: Abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Q<sub>p</sub>)

Sobre la anterior unidad se dispone una unidad compuesta por abanicos aluviales encostrados, que si bien están deformados por el CNL y el CSL, llegan a sobrepasarlos en varios puntos aflorando al Norte y al Sur de los mismos. Son claramente diferenciables de la unidad infrayacente, tanto por el mayor tamaño de los cantos como por el color mucho más oscuro, a causa de que el núcleo de basamento Bético Interno formaba ya la fuente principal de alimentación del proceso erosivo. Genéticamente no se diferencian de los últimos abanicos de P. Sin embargo, se sitúan disectándolos a un nivel topográfico inferior. Además, su solape en algunos puntos sobre el CNL y el CSL los hacen interesantes a la hora de cartografiarlos separadamente (unidad Q<sub>p</sub> del mapa 4) puesto que están fosilizando uno o más eventos tectónicos en la FAM, como luego se verá. En las cercanías del CNL, sobre todo donde hay

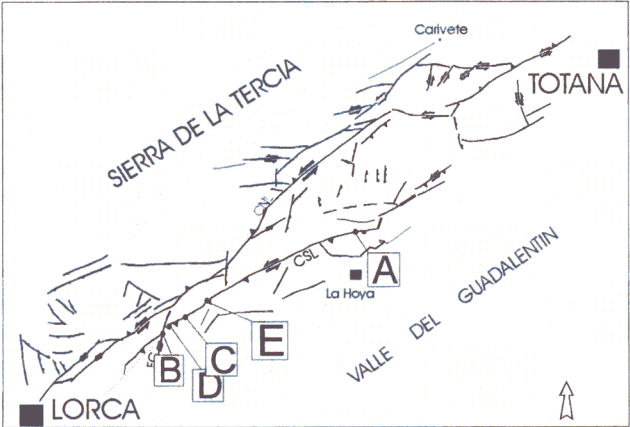
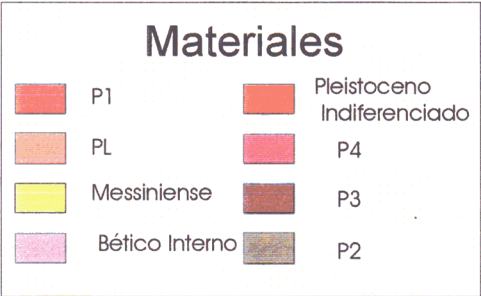
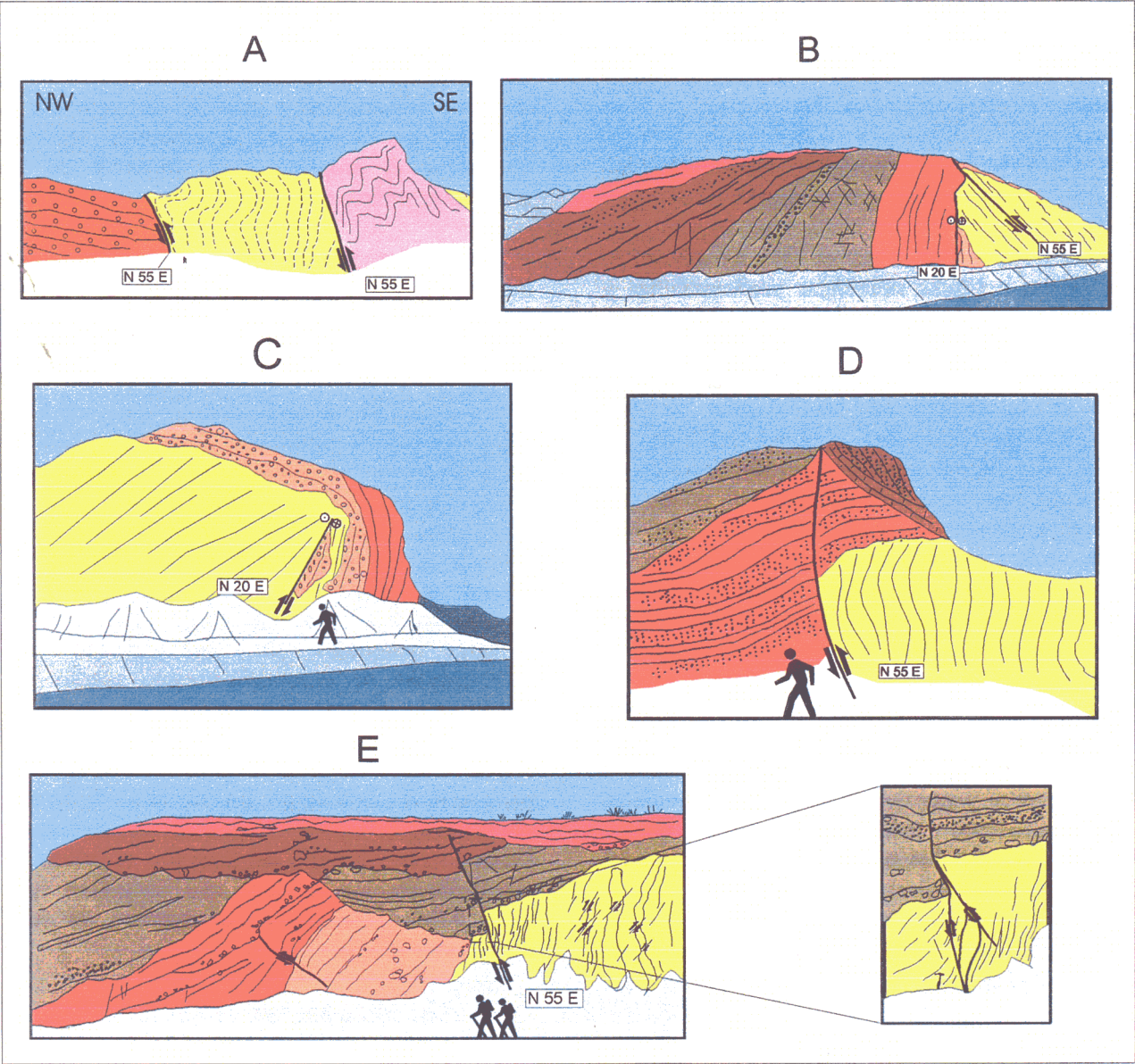
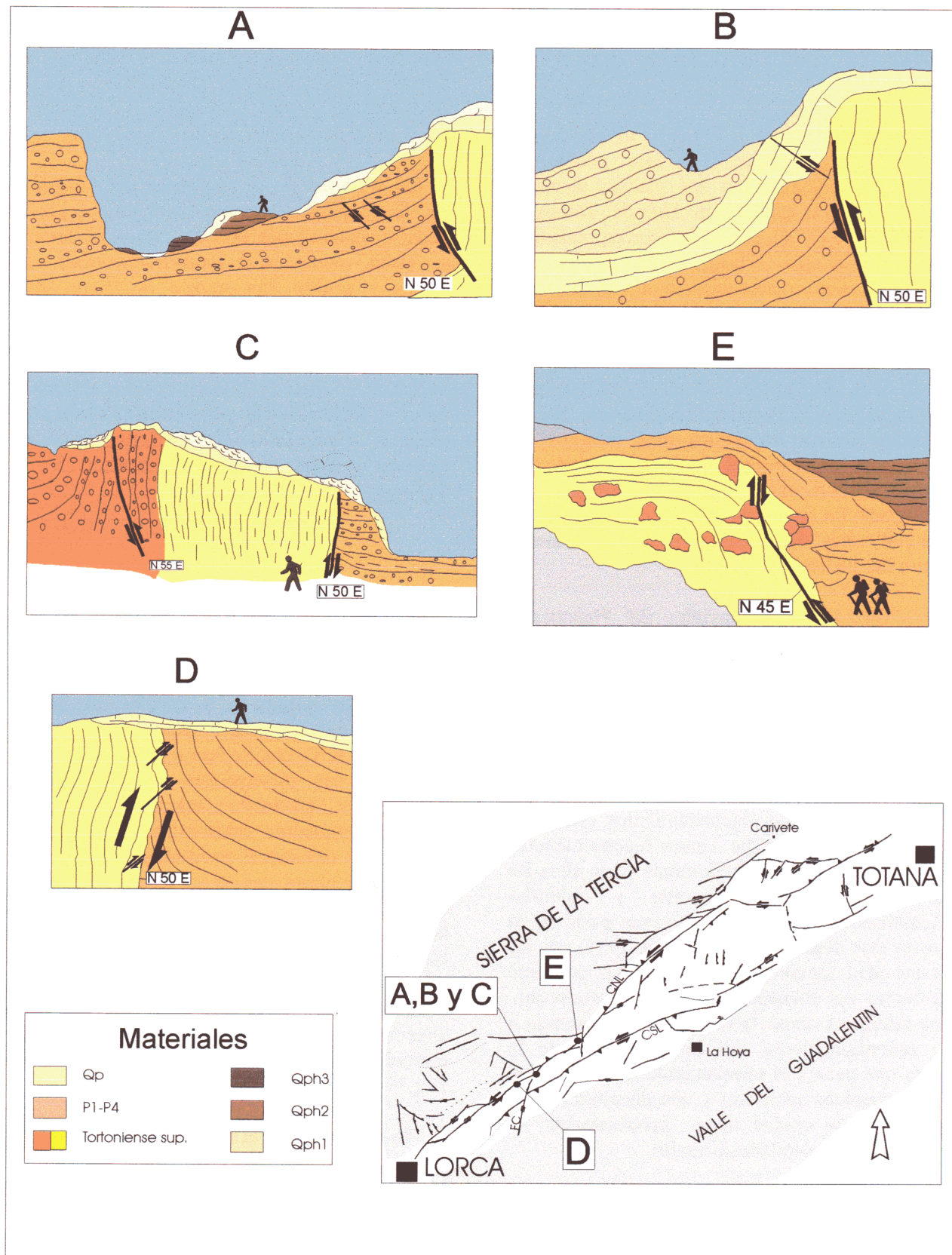


Fig. 2-12. Cortes geológicos y esquemas estructurales de los afloramientos estudiados a lo largo del CNL en los que este corredor deforma los depósitos cuaternarios. PL: antigua terraza del Río Guadalentín (Plioceno Sup-Pleistoceno Inf?). P1-P4: abanicos aluviales Pleistoceno medio- Sup ?





surgencias de aguas mineralizantes son muy frecuentes intercalaciones de la venas y niveles travertínicos que precipitaron durante su depósito.

Bousquet y Philip (1976 a y b) consideran estos materiales dentro de la fase pre-Würm. Son correlacionables con los glaciares y abanicos encostrados que aparecen al Este de Totana y al Norte de la S<sup>a</sup> de Almenara correspondientes también al pre Würm. Silva (1994), los interpreta como pertenecientes a una segunda fase deposicional de edad post Riss pre Würm, entre 750.000 y 85.000 años b.p.

En el capítulo 2.5.3.1. presentamos detalladamente la datación absoluta que hemos realizado de los travertinos más antiguos incluidos en los depósitos de esta unidad, que cubren el CNL a la altura de los baños de Carralaca. La edad más antigua obtenida fue de 398.000 años. Esta edad lo incluye claramente dentro del Pleistoceno medio.

#### -4: Abanicos aluviales del Pleistoceno superior - Holoceno (Qph) :

Hemos diferenciado como última unidad un conjunto de abanicos de menor tamaño, agrupados en tres generaciones y situados en una dinámica de encajamiento cada vez más alejados de la sierra. Se disponen al Sureste del CSL y no presentan encostramientos calcáreos. Son menos potentes, sus cantos mucho menores y el color mas oscuro. Predominan ya en ellos los cantos de pizarras, cuarcitas y dolomías Alpujarrides y Maláguides. Forman parte de la tercera fase deposicional de (Silva, 1994) que les da una edad menor de 85.000 años b.p. por tanto ya dentro del Pleistoceno superior u Holoceno. Los interpreta como la respuesta sedimentaria a un amortiguamiento del levantamiento de la sierra que genera el encajamiento de los canales de los abanicos anteriores y una disminución del aporte. Esta unidad llega prácticamente a enlazar con los depósitos actuales.

Dentro de esta unidad se incluyen los distintos depósitos de rambla situados a lo largo de los cauces que disectan los materiales de las unidades anteriores a diversas alturas.

Cabe añadir finalmente, que los materiales que forman la depresión del Guadalentín indicados en los mapas 3 y 4 como Cuaternario

indiferenciado, representan depósitos de glaciares y abanicos aluviales de edad Pleistoceno superior y Holoceno correspondientes a las facies más distales de los cuerpos sedimentarios de las unidades **Qp** y **Qph**, así como a depósitos de llanura de inundación del río Guadalentín.

En el centro de la depresión del Guadalentín los depósitos aluviales cuaternarios pueden llegar a alcanzar mas de 200 metros de potencia y están compuestos fundamentalmente por arenas y gravas con tramos arcillosos intercalados (ITGE, 1975a).

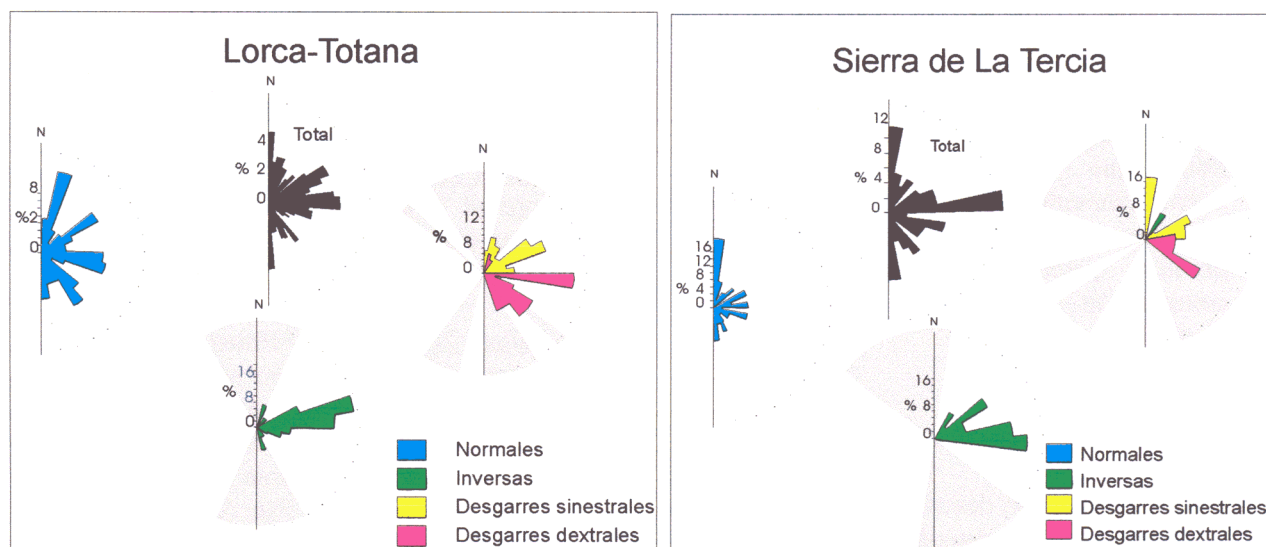
### **2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana.**

#### **-A: Sistemas de fracturación.**

En la figura 2-14 se representan los sistemas de fracturación activa durante el período neotectónico que se han podido identificar a través de la cartografía y estudios de campo, tanto en el sector Lorca-Totana como en el área de la S<sup>a</sup> de la Tercia. Se han medido 407 fallas y fracturas de dimensiones decamétricas a kilométricas afectando materiales neógenos (fundamentalmente calcarenitas tortonienses). Los datos utilizados provienen tanto de las cartografías plasmadas en los mapas 3 y 4 como del análisis fotogeológico llevado a cabo durante la misma, en el que se identifican fallas que por sus escasas dimensiones no pudieron llegar a cartografiarse. De la representación de la fracturación se deduce la existencia de varias direcciones de fracturación preferente en los dos sectores distinguidos: N 45-55, N 90-100, N 10-20 y N 135-150.

#### **-B: Dinámica de la fracturación**

A la hora de interpretar la orientación de la dirección del máximo esfuerzo horizontal compatible con la cinemática de cada sistema de fracturación se deben considerar unos ángulos de reactivación óptimos entre 30 y 60° (Sibson, 1994). Los estudios realizados sobre evidencias naturales de comportamiento friccional siguiendo la ley de Byerlee, (basados en observaciones



**Fig. 2-14.** Histogramas de orientaciones de la fracturación identificada en el sector Lorca-Totana y en el sector de sierra de la Tercia, diferenciadas en función de su cinemática. Se han sombreado los abanicos de orientaciones que corresponderían con las direcciones de acortamiento horizontal compatibles con las cinemáticas de la fracturación (explicación en el texto).

sismológicas, geomorfológicas y de esfuerzos in situ) concluyen que en la gran mayoría de los casos y bajo condiciones corticales de flujo térmico normales, una falla preexistente es susceptible de reactivación en condiciones óptimas siempre que la dirección de máximo esfuerzo compresivo forme un ángulo con la falla entre 30 y 60°. Si el ángulo es superior, la falla se bloquea y si es inferior tiende a sufrir apertura o extensión.

De la disposición y cinemática de los sistemas de fracturación neotectónicos se pueden resumir varias conclusiones parciales de carácter dinámico y cinemático:

- Las posibles orientaciones del máximo acortamiento horizontal que puede deducirse de la orientación de las fallas inversas y de desgarre, cubren un abanico de direcciones bastante amplio. En la zona de la ST se observan dos máximos acortamientos de direcciones NO-SE y NE-SO. En la zona de falla Lorca-Totana se observan abanicos de direcciones de acortamiento semejantes algo más norteadas NNE-SSO y NNO-SSE. Es importante hacer notar, sin embargo, que las direcciones de acortamiento (Fig. 2-14) se representan considerando un ángulo de

fricción teórico de 35°. Como hemos indicado anteriormente, los ángulos de reactivación (entre el máximo esfuerzo y el plano de falla) para fallas preexistentes abarcan, en condiciones normales un abanico de orientaciones bastante más amplio: entre 30° y 60° (Sibson, 1994). Esto hace que debamos considerar con precaución las interpretaciones de orientaciones de acortamiento a partir de reactivaciones de sistemas de fracturación preexistentes.

- La gama de orientaciones tan extendida de las fallas normales, tanto en la ST como en la zona Lorca-Totana, apoya la existencia a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario de más de una dirección de máximo acortamiento horizontal.
- Es bastante evidente, tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, la actividad polifásica de prácticamente todos los sistemas de fracturación.
- Las complejas relaciones temporales entre las cinemáticas polifásicas observadas nos hace considerar que tanto o más importante que diferenciar los distintos sistemas de fracturación que afectan la zona, es considerar



la geometría de los bloques que se forman como consecuencia de la combinación de los mismos. En función de su geometría y posición espacial responderán con un movimiento u otro a un campo de esfuerzos. En ese movimiento casi siempre alguna de las fallas que los limitan, si es tomada individualmente, puede considerarse que presenta un movimiento incongruente. Este proceso parece el responsable de la complejidad espacial y temporal de la cinemática descrita.

### **-C: Estructuras menores de deformación**

A continuación se describirán las estructuras de carácter continuo y discontinuo observadas en campo que afectan a los materiales tortonienses y messinienses en el corredor Lorca-Totana. Se describen solamente aquellas estructuras afectando a los materiales de edad Tortoniense, Messiniense o Plioceno, que aparecen en algún caso fosilizadas por la discordancia a base de los depósitos fluviales cuaternarios. La cinemática de cada falla se ha determinado mediante la identificación de indicadores cinemáticos de campo: pliegues de arrastre, discordancias progresivas locales, venas de cizalla, huellas de presión y criterios de sentido de movimiento en planos de fricción. En este último caso se han seguido los criterios interpretativos de sentido de movimiento de Doblas et al. (1997).

-Fallas N 50-70 de alto ángulo con cinemática inversa y de desgarre sinistoso. Pliegan y verticalizan las capas de conglomerados rojos del Mioceno medio -Tortoniense inferior bajo, las calcarenitas del Tortoniense superior y las margas, limos y conglomerados del Tortoniense superior-Plioceno. En las figuras 2-8, 2-9, 2-10, 2-12 y 2-13 se presentan cortes geológicos e interpretaciones de afloramientos estudiados sobre las trazas del CNL y del CSL. Prácticamente en todos los casos se aprecia esa cinemática fosilizada por el Cuaternario. En las Fig. 2-13 c y d se observan fallas inversas antitéticas con las fallas principales. En los planos de deslizamiento inverso se observan estrías que presentan cabeceos variables entre 30° y 90° con componente sinistrosa.

La cinemática inverso-sinistrosa de estas fallas generó en el borde Norte del CNL pliegues sinsedimentarios con las consiguientes discor-

dancias progresivas (figs. 2-8 y 2-10). Esta actividad sinsedimentaria se reconoce durante el Tortoniense y el Messiniense, como se aprecia en la discordancia a base del Messiniense evaporítico en las cercanías de Carivete.

-Fallas N 50-70 normales. Se presentan siempre al Norte del CNL. Tienen una clara actividad sinsedimentaria controlando el depósito de las margas tortonienses (figs. 2-9 y 2-10).

-Fallas N 10-25 Presentan movimientos polifásicos sinestrosos y normales. Asociados a sus movimientos se observan pliegues de arrastre de eje vertical, arrastres de capas, estrías y fibras de calcita que muestran un movimiento sinistoso bastante puro. Esta cinemática provoca la rotación dextrosa de bloques como ocurre al Sur de Carivete (mapa 4) donde rotan ejes de pliegues de direcciones N 50-60 hacia direcciones más E-O. Es importante destacar que la cinemática sinistrosa de estas fallas corta y desplaza en algunos puntos la zona de desplazamiento principal del CNL y del CSL.

-Fallas N 80-110 subverticales. Presentan movimientos verticales durante el depósito Tortoniense y Messiniense y posteriormente rejuegos dextrosos que originan fracturas secundarias (Riedel) N 120 y pliegues de arrastre de eje vertical (ver capítulo 2.9 sobre la falla de Las Viñas). En los extremos oriental y occidental del CNL (monte de Matalauva y Sur de Carivete) cuando estas fallas conectan segmentos de dirección N 55-60 su cinemática es sinistrosa con componente inversa.

-Fallas N 140 subverticales. Presenta saltos dextrosos pero también normales y sinestrosos. En la zona situada entre el monte Castillarejo y Lorca y especialmente al Oeste del monte de Matalauva (mapa 4) se aprecia como estas fallas cortan con movimientos dextrosos y normales a los pliegues de dirección NE-SO que deforman las calcarenitas del Tortoniense inferior (T2 en el mapa) y generan un paleorelieve que es rellenado por los depósitos de margas del Tortoniense superior alto.

-Pliegues simétricos de eje horizontal orientados N 50-60. Presentan longitudes hectométricas a kilométricas. Estructuran gran parte de los afloramientos tortonienses y messinienses adosados al CNL y CSL. Al Norte del CNL son abiertos y controlan el depósito de





**Fig. 2-15.** Fotografía de los limos y gravas pliocenos aflorantes en el talud de la Autovía del Mediterráneo 100 m al sur del Corredor Sur de Lorca, afectados por fallas inveras de bajo ángulo y dirección N 80-100.

las margas preevaporíticas. Los que aparecen al Sur del CSL son muy apretados, incluso isoclinales, de flancos subverticales.

-Pliegues tumbados de arrastre con ejes N 80-100 asociados a fallas inversas de bajo ángulo con la misma orientación (Fig. 2-15). Afectan a limos y arenas de edad pliocena. Como se aprecia en la figura, algunas de estas fallas, junto con los pliegues de arrastre que genera su movimiento presentan un carácter sinsedimentario y quedan fosilizados por niveles intrapliocenos.

-Pliegues simétricos horizontales con ejes N-S. a N 20. Son frecuentes afectando a los conglomerados rojos al Sur del monte Castilla-rejo. Generalmente aparecen asociados al movimiento de desgarre de las fallas N 50-60 y N 80-110.

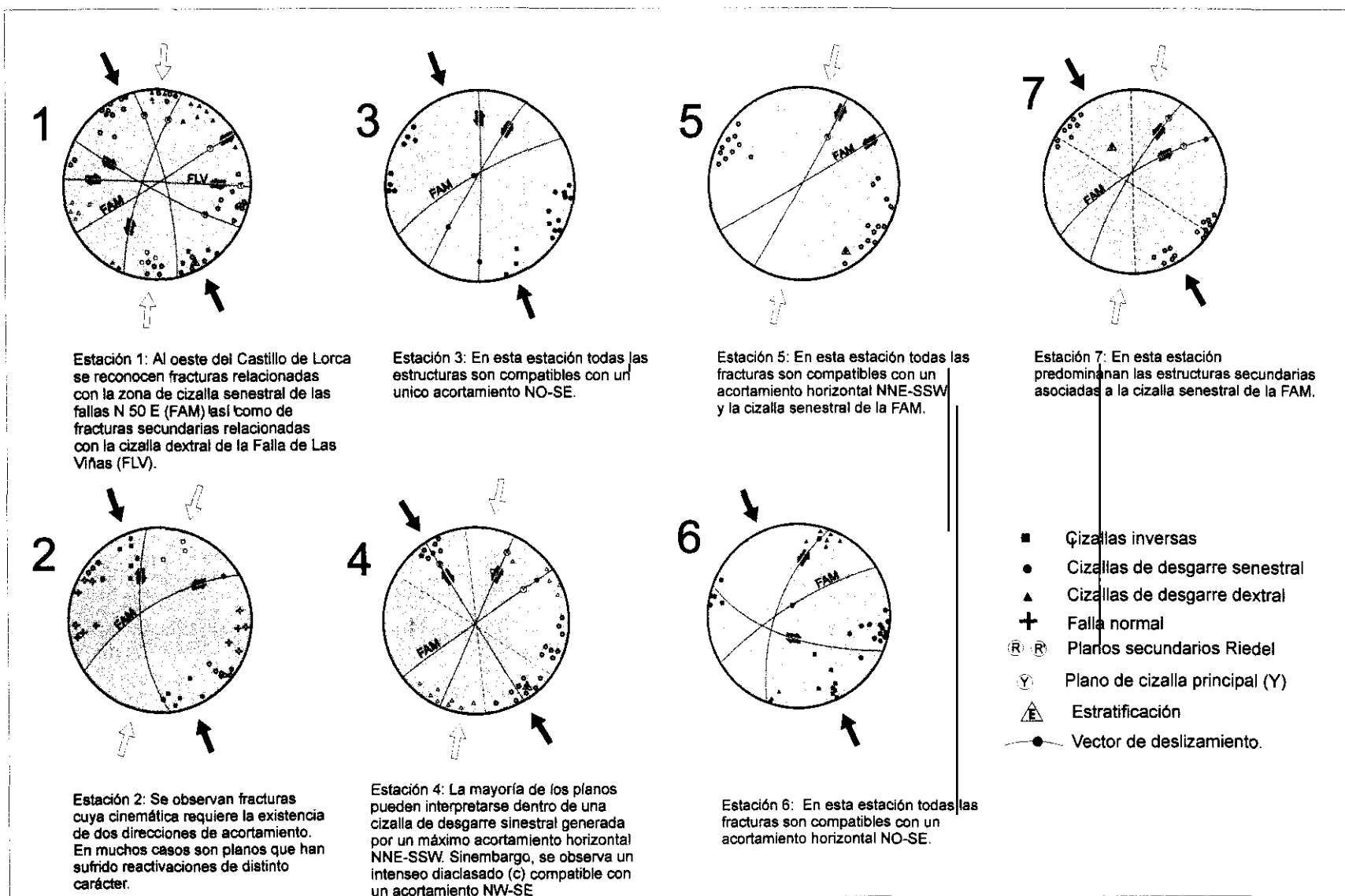
-Pliegues de eje vertical asociados a la actividad sinestrosa de las fallas N 50-60 y N 80-110. Un ejemplo claro a escala cartográfica se observa al Sur de Carivete, en la zona de solape entre dos tramos de la zona de desplazamiento principal del CNL (mapas 3 y 4).

-Pliegues apretados horizontales de eje NO-SE a E-O afectando a los conglomerados poligénicos del Messiniense preevaporítico en el extremo oriental del CSL.

En la Fig. 2-16 se han representado las proyecciones estereográficas de siete estaciones de medidas meso y microtectónicas situadas a lo largo de todo el corredor, cuya posición se muestra en el mapa 3. Las estructuras se han medido en conglomerados y calcarenitas de edad Mioceno medio-Tortonense. En cada proyección se señala la dirección o direcciones de máximo acortamiento horizontal que mejor se ajustan a la orientación de las mesoestructuras así como la interpretación dinámica de algunas de ellas.

### Resumen

De todas las estructuras y criterios cinemático identificados y analizados en el sector Lorca-Totana de la FAM se pueden resumir las siguientes evidencias:



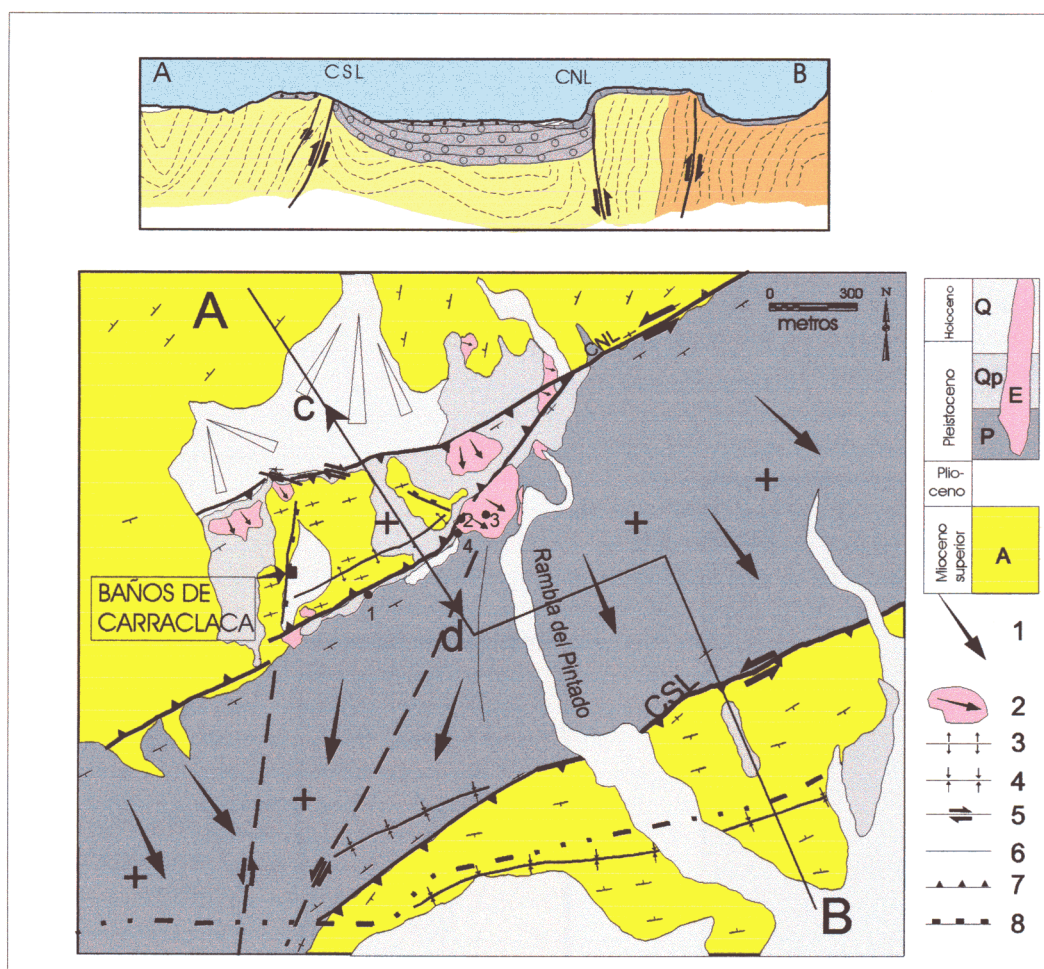
**Fig. 2-16.** Estaciones de medidas microtectónicas realizadas a lo largo del sector Lorca-Totana de la FAM. Ver situación en el mapa 3. En cada estación se señala la o las direcciones de acortamiento aproximadas compatibles con las cinemáticas de la mayoría de las microestructuras.

- La cinemática de la FAM posteriormente al Mioceno medio se ha caracterizado por movimientos de tipo inverso, de tipo desgarre sinistroso y de tipo intermedio inversodireccional.
- Es difícil interpretar la formación y posterior actividad polifásica de muchas fallas considerando un único campo de esfuerzos compresivo. Además, no hemos podido identificar unos límites temporales claros entre cada una de las actividades polifásicas observadas.
- Existe actividad extensional local asociada a fallas N 20 y N 50-70 que es coetánea con movimientos inversos de la zona de desplazamiento principal del CNL.

#### 2.4.4. Estructuras de deformación post-pliocenas en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y su cinemática.

A continuación se describen y analizan las estructuras de deformación que afectan a los materiales fluviales y aluviales cuaternarios incluidos en la zona de falla Lorca-Totana y su entorno.

Los corredores de fracturación con una dirección N 50-65, a los que venimos denominando: Corredor Norte de Lorca (CNL) y Corredor Sur de Lorca (CSL) están controlando la disposición cartográfica de las unidades fluviales cuaternarias ya descritas con ante-



**Fig. 2-17.** Mapa geológico y corte geológico transversal a los corredores norte de Lorca (CNL) y sur de Lorca (CSL) a la altura de los baños de Carralaca. En el corte se aprecia la estructura *pop down* situada entre ambos corredores y una estructura *pop up* en la zona de los baños, ambas afectando materiales cuaternarios. A. Mioceno sup.; P: abanicos aluviales del Pleistoceno medio. Qp: abanicos aluviales del Pleistoceno medio-superior. Q: Depósitos de rambla, coluviones y abanicos aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno.



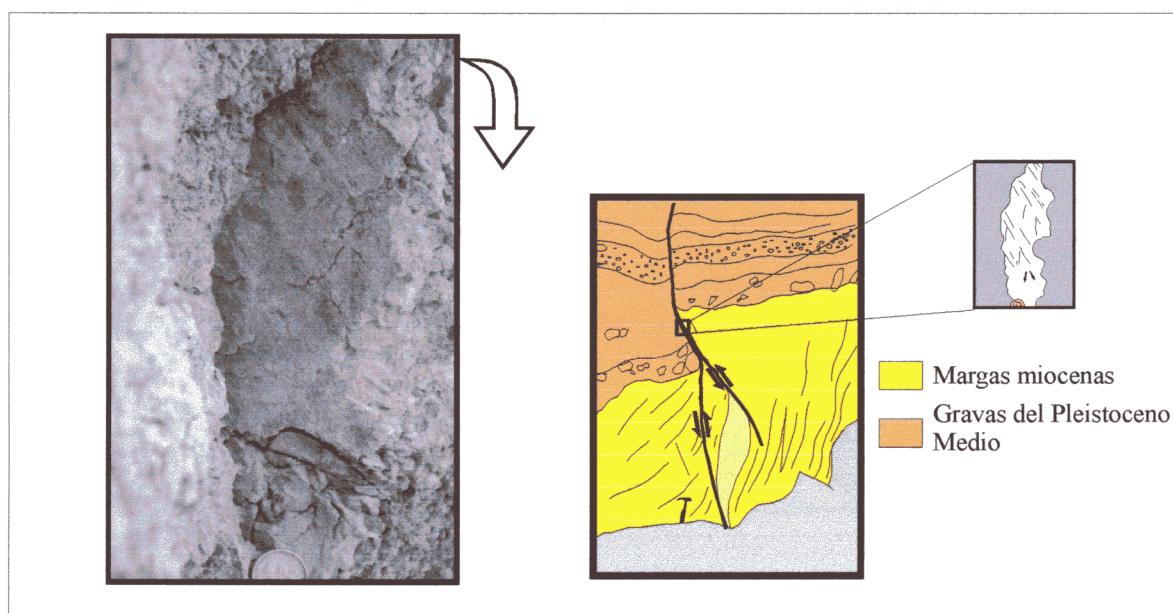
rioridad. Asimismo, el movimiento reciente de las fallas principales de cada corredor genera distintas estructuras y grados de deformación en esos depósitos. Se han utilizado los dos tipos de información para determinar la cinemática reciente de ambos corredores y la evolución de la misma. En el corte de la Fig. 2-17 se muestra esquemáticamente la estructuración de las unidades fluviales cuaternarias en la transversal de la FAM a la altura de los baños de Carralaca (mapa 4). Los depósitos cuaternarios de superposición de abanicos aluviales procedentes del NO quedan encajados en la depresión situada entre los dos corredores principales. La máxima potencia de Cuaternario queda preservada en la zona central apenas sin deformar.

Las zonas de falla asociadas a ambos corredores son bastante anchas, sobre todo en el CNL. La banda cizallada con una importante densidad de fracturación secundaria puede ser superior a 10 metros en los materiales neógenos e incluso superior cuando las fallas cortan zonas de Basamento Bético. Sin embargo, a medida que los materiales van siendo más recientes, el deslizamiento en ambos corredores se acumula en lo que venimos llamando zonas de desplazamiento o deslizamiento principal. En los depósitos aluviales la banda de mayor deformación por cizalla no suele superar los dos metros, lo que facilita la medida de saltos netos y el cálculo de tasas de deformación.

#### 2.4.4.1. Deformación de las terrazas fluviales del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (PL)

Los restos de las terrazas del Guadalentín (PL), aparecen deformados por ambos corredores. Los escasos restos que se conservan adosados al CNL al NO de los baños de Carralaca aparecen basculados más de 30° hacia la depresión de Guadalentín. No se han encontrado estructuras de deformación menores en ellos. En el CSL la deformación de estas terrazas se observa mejor ya que durante el Pleistoceno medio fueron fosilizadas y protegidas de la erosión por los abanicos aluviales de la unidad suprayacente (P).

Los sucesivos saltos de la falla principal del CSL han ido elevando esa terraza en el bloque Sur y haciéndola desaparecer por erosión, pero quedan todavía algunos restos. El movimiento inverso del CSL pliega, verticaliza y rompe una de esas terrazas (unidad PL figs. 2-12 y 2-13) así como los depósitos del Pleistoceno medio (P) a medida que se va produciendo la sedimentación de los mismos. Las estrías observadas en el plano de deslizamiento principal del CSL marcan dos tipos de movimiento. Uno inverso puro (cabecero casi 90°) y otro previo de tipo inverso con componente de desgarre sinistoso (cabecero 50°) (Fig. 2-18).



**Fig. 2-18.** Detalle del plano de fricción de la FAM en el afloramiento de la rambla del Buitre en el que se observan dos estrías en el plano de falla afectando materiales pleistocenos.

Las fallas N 20 también afectan con movimientos inversodireccionales estos materiales (Fig. 2-12c).

#### 2.4.4.2. Deformación de los abanicos y glaciares del Pleistoceno medio (P)

Los materiales de esta unidad están afectados de manera importante por las fallas principales de los dos corredores. Ambos corredores generan rupturas inversas, plegamientos en rodilla y verticalizaciones de los niveles de gravas, arenas y limos que forman esta unidad (Fig. 2-12a, b y d). Cuanto más antiguas son las capas mayor es el buzamiento que presentan. En los planos de deslizamiento, sin embargo, se observan al menos dos estrías diferentes. Una inversa pura y otra inverso-sinestrosa. Ya anteriormente en otros trabajos se citaron estructuras que señalaban esta cinemática para este período (Bousquet y Philip, 1976 a y b; Armijo, 1977; Martínez Díaz, 1991).

En la zona intermedia entre los dos corredores se observan fallas N 15-20 de dimensiones métricas a hectométricas y subverticales que presentan saltos de carácter normal que controlan el depósito y la potencia de la unidad P (Fig. 2-19). La falla que aparece en esa foto, situada en las cercanías del cortijo del Roser presenta un salto normal de más de 10 m afectando a la base de esta unidad. Asimismo, la depresión de Huerto Chico (ver mapa 4), rellena por materiales de esta unidad, está claramente controlada por fallas de este tipo. La formación de esta depresión la interpretamos como un proceso de extensión compatible con el movimiento sinestroso de ambos corredores (CNL y CSL). Al Sur del CSL, sin embargo, como se aprecia en la Fig. 2-20, las fallas N 20 conservan una cinemática inverso-direccional como la que presentaban durante el Mioceno superior. En esa figura vemos como la falla N 20 de Carraclaca corta y desplaza la traza del CSL (ver mapa de situación), aísla un fragmento de terraza de la unidad PL e intensifica la verticalización llegando a invertir los materiales de la unidad P.

Vemos, por tanto, que también durante el Pleistoceno medio y posiblemente superior, como ya ocurría en el Mioceno superior, sigue existiendo un comportamiento cinemático complicado de las fallas de los corredores CNL Y CSL así como de las fallas de dirección N 20, dándose prácticamente al mismo tiempo cinemáticas diferentes.

#### 2.4.4.3. Deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Qp) y Holoceno (Qph)

Antes del inicio del depósito de los abanicos y glaciares de la unidad Qp, los depósitos de PL y P quedaron encajonados entre el CNL y el CSL a causa de la continuada actividad inversa o inverso-direccional de los mismos (Fig. 2-17). Se trata de una estructura *pop down* que crece progresivamente durante el Pleistoceno. Los abanicos de Qp, sin embargo, solaparon toda la estructura, si bien la continuación en el desarrollo de ese *pop down* volvió a activar la erosión de los depósitos situados al Norte del CNL y al Sur del CSL. En el mapa 4 vemos que los abanicos de la Rba. del Saltador y de la Rba. de La Salud solaparon en su momento el CSL. Todavía quedan restos como cerros testigo de los niveles inferiores de estos abanicos al Sur del CSL. (Fig. 2-17).

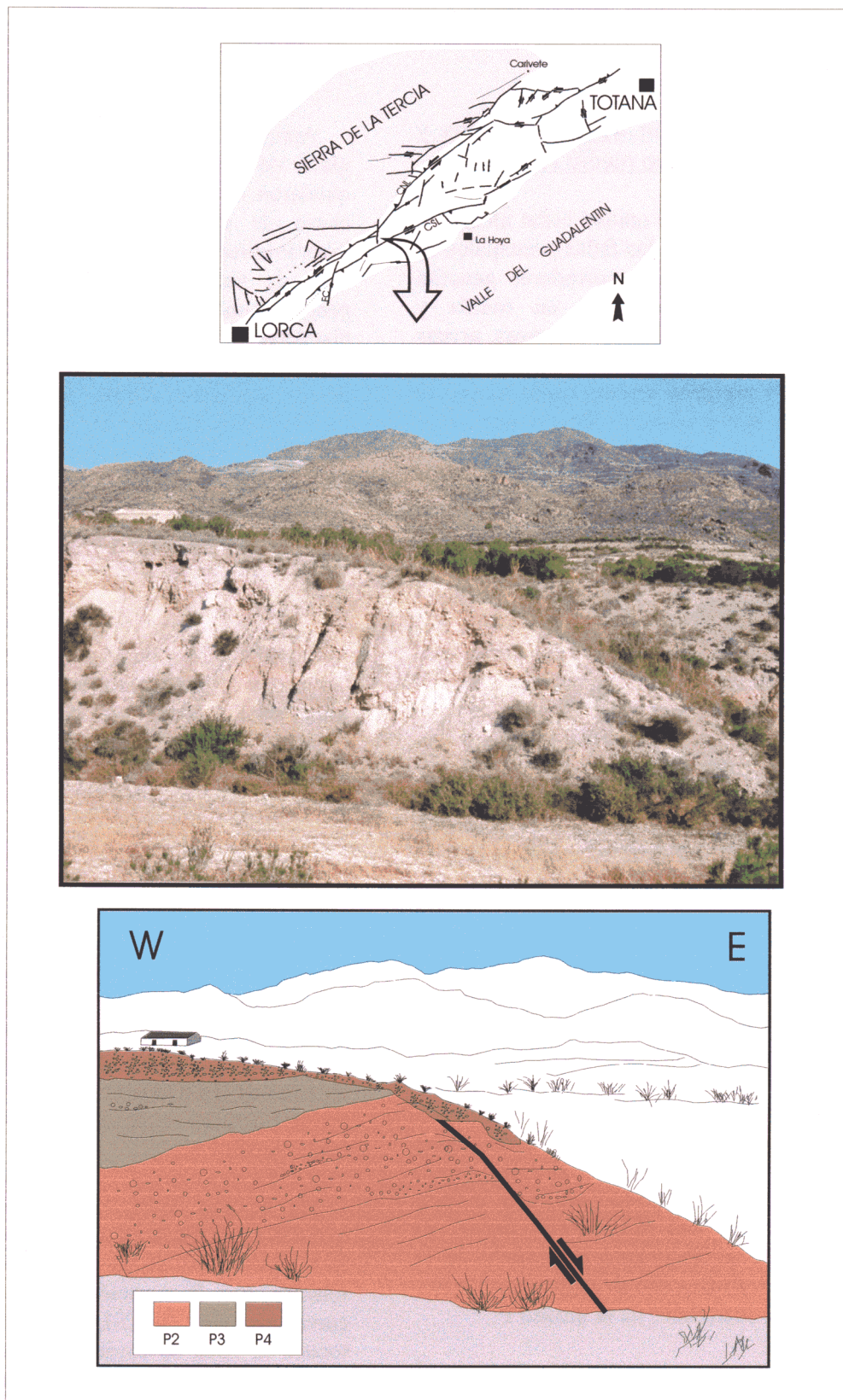
Los materiales de la unidad (Qph) (Pleistoceno superior-Holoceno) aparecen alejados de las fallas de los corredores debido al fuerte encajamiento que se produjo al final del depósito de Qp.

#### 2.4.4.4. Evolución tectónica postpliocena deducida de las estructuras menores.

La interpretación de las estructuras menores analizadas en los afloramientos más significativos estudiados a lo largo del sector Lorca-Totana de la FAM, combinadas con la información aportada por la cartografía (disposición espacial de las distintas unidades deposicionales) permite deducir la siguiente evolución tectónica cuaternaria.

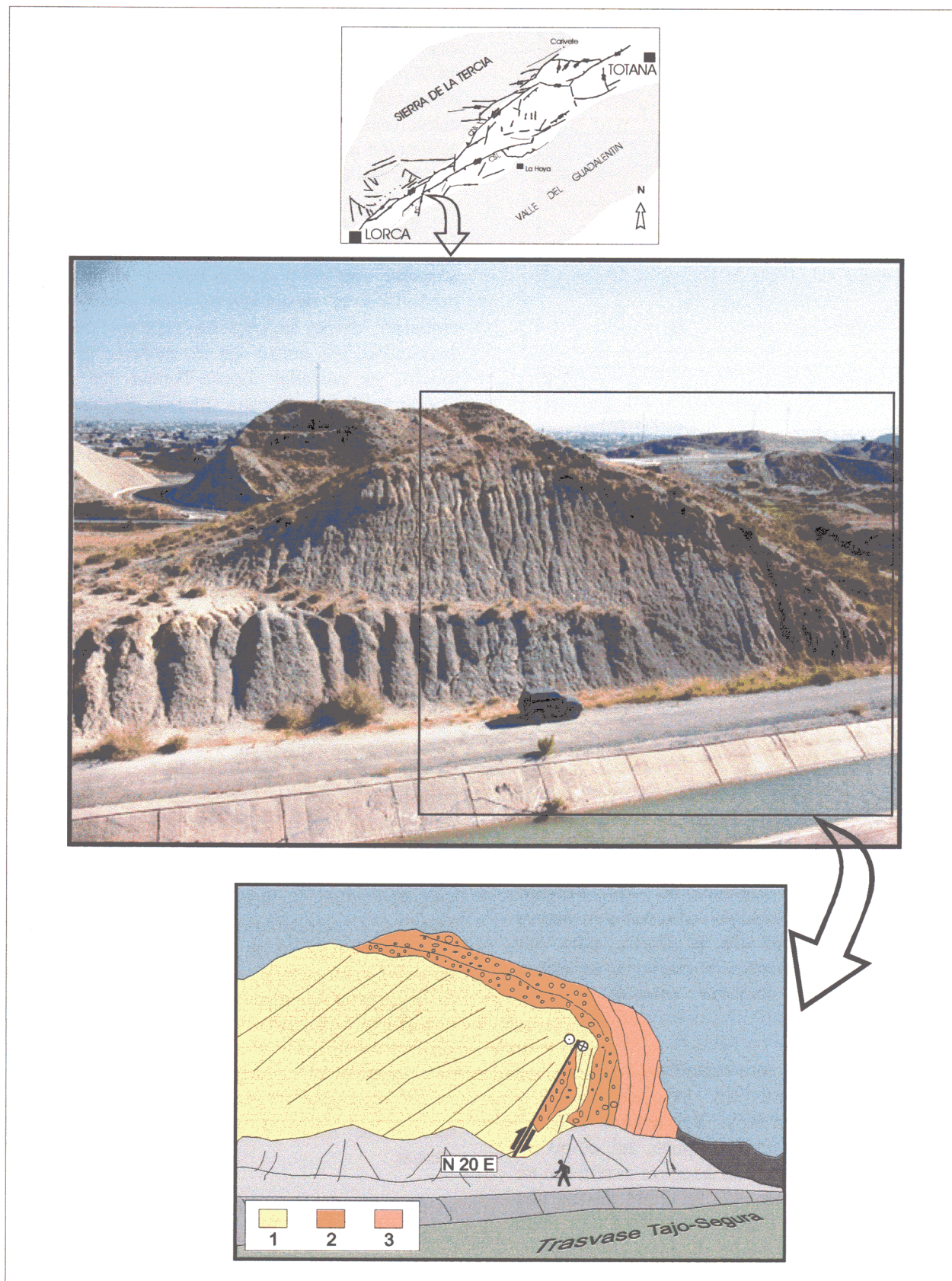
En la Fig. 2-21 se muestra un esquema evolutivo interpretado a partir de la disposición de los materiales de las unidades PL, P y Qp en relación con la posición y movimiento de los corredores CNL y CSL. A lo largo del Pleistoceno la zona se caracteriza por el progresivo hundimiento de una estructura *pop down* situada entre los dos corredores, y del levantamiento del bloque situado al NO del CNL y de una banda situada al SE del CSL. En algunos puntos, como en la zona de los baños de Carraclaca, la existencia de fallas antitéticas paralelas a la zona de desplazamiento principal del CNL





**Fig. 2-19.** Fotografía y esquema interpretativo de una falla normal N 20 (falla del Roser) afectando materiales pleistocenos en las proximidades de la intersección con la FAM (CSL). P2-P4: depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Medio.





**Fig. 2-20.** Vista e interpretación del afloramiento sur del trasvase en el que se observan los depósitos pleistocenos deformados en un pliegue en rodilla, formado por la actividad de componente vertical de la falla N 20 de Carralaca. 1. Margas messinienses; 2. Resto de terraza del río Guadalentín (Plioceno sup.-Pleistoceno inf.); 3. Depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno medio-sup.



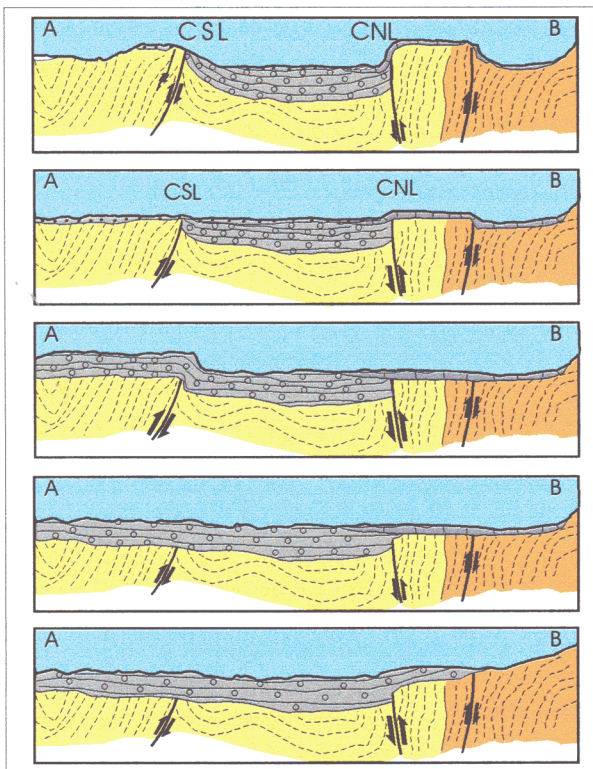


Fig. 2-21. Cuadro evolutivo durante el Cuaternario de una transversal del sector Lorca-Totana a la altura de los baños de Carralaca. Explicación en el texto.

induce la formación de pequeñas estructuras *pop up* que sufren levantamientos progresivos. Los levantamientos y hundimientos relativos se han producido en varios episodios. Ello ha permitido el arrasamiento erosivo de los bloques levantados que eran después cubiertos por nuevos abanicos procedentes de la sierra, para ser posteriormente levantados de nuevo en sucesivas reactivaciones de carácter inverso de los corredores.

Existe un hecho interesante en la evolución tectónica cuaternaria de la zona. Es la identificación de criterios cinemáticos de tipo inverso-direccinal e inverso puro, así como de criterios de movimiento de desgarre sinestroso en la zona de desplazamiento principal de los dos corredores, sin que pueda observarse una clara sucesión temporal entre las distintas cinemáticas. Teniendo esto en cuenta, podemos interpretar que las etapas de arrasamiento erosivo puedan estar asociadas a períodos en los que predomina la cinemática de tipo inverso que levanta los bloques. Los períodos de sedimentación que cubren el CSL podrían coincidir con las etapas de

movimiento de desgarre predominante. En todo caso, las cinemáticas polifásicas identificadas, tanto en los sistemas de fracturación a escala cartográfica, como en las meso y micro-estructuras a nivel de afloramiento, indican la activación en intervalos muy cortos de tiempo de direcciones de acortamiento distintas.

En la actualidad estamos en un período en el que la sedimentación se produce fuera del corredor tectónico Lorca-Totana, donde ahora predomina el desmantelamiento erosivo. Sin embargo, como se verá en capítulo de paleosismicidad así como en el análisis sismotectónico, el corredor Lorca-Totana ha seguido siendo activo. En nuestra opinión estamos en un estadio similar al que se produjo entre el final del depósito de P y el comienzo del depósito de Qp.

#### 2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas

En apartados anteriores se ha deducido la posible existencia de campos de esfuerzos diferentes, tanto en cuanto al tipo de régimen tectónico como a orientación. Asimismo, se ha detectado la importancia que tiene la interacción entre fallas próximas de distintos sistemas, tanto en sus propias cinemáticas como en la deformación de los materiales controlados por sus movimientos relativos.

Con el fin de aportar nuevos datos que permitan aclarar la naturaleza dinámica de dichos cambios y interacciones, decidimos realizar un análisis poblacional de fallas cuaternarias que al mismo tiempo nos aportara información adicional acerca de la orientación y características del tensor de esfuerzos que induce el *régimen tectónico vigente* en el sector Lorca-Totana. Para este estudio se seleccionó el sector del CSL situado al SE de los baños de Carralaca. Las razones de esta elección se resumen en dos puntos:

- Abundancia en la zona de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso como indicadores cinemáticos inequívocos.
- Presencia de fallas oblicuas al CSL que en algunos casos, como ocurre con la falla de Carralaca, intersectan y desplazan la zona de



desplazamiento principal del corredor, a la vez que deforman materiales de edad pleistocena.

El análisis se ha realizado sobre una población de venas de cizalla rellenas de yeso fibroso que aparecen en la parte alta de la unidad margoyesífera Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno, pocos metros por debajo de la discordancia situada en la base de la unidad de abanicos aluviales del Pleistoceno medio (P). Estas venas y fracturas se encuentran incluidas en los limos y margas rosas que aparecen en el bloque levantado al Sur del CSL. Se ha tenido el cuidado de recoger y analizar los datos aportados por aquellas venas que, atravesando depósitos messinienses verticalizados, presentan una deformación escasa o nula, con lo cual la información cinemática que aportan puede situarse dentro del Cuaternario con un grado de error escaso.

La mayoría de las medidas se han realizado en las cercanías de la zona de desplazamiento principal del CSL (Fig. 2-22). Las venas rellenas de yeso fibroso tienen carácter antiaxial (Ramsay, 1967) y es destacable que existe una sucesión entre lo que entendemos como venas en sentido estricto y fallas, con una variación entre una componente de cizalla escasa o nula y una componente de cizalla predominante con movimientos relativamente importantes.

Para la utilización del relleno fibroso como criterio cinemático nos basamos en el hecho de que la orientación de las fibras no está controlada por la orientación de la vena sino por el carácter del movimiento relativo entre las paredes que configuran la vena (Durney y Ramsay, 1973). De esta manera, los cambios de dirección en el crecimiento de las fibras son resultado de cambios en la dirección de apertura progresiva de la vena (Ramsay, 1967; Wickham, 1973). Estos caracteres, descritos fundamentalmente para rellenos de calcita y cuarzo, son igualmente aplicables a los rellenos fibrosos de yeso, por lo cual la dirección de crecimiento de las fibras puede utilizarse como vector de deslizamiento en los planos de discontinuidad. Hemos tenido en cuenta, sin embargo, que en los planos de fricción las fibras de yeso no corresponden exactamente con la dirección del menor esfuerzo principal ( $\sigma_3$ ), como puede interpretarse en las venas, ya que el esfuerzo normal al plano de fricción se opone a la abertura del mismo y fuerza a la fibra a crecer paralelamente a dicho

plano, aprovechando los escalones internos. En estos casos la fibra es asimilable a una estría sobre un plano de falla.

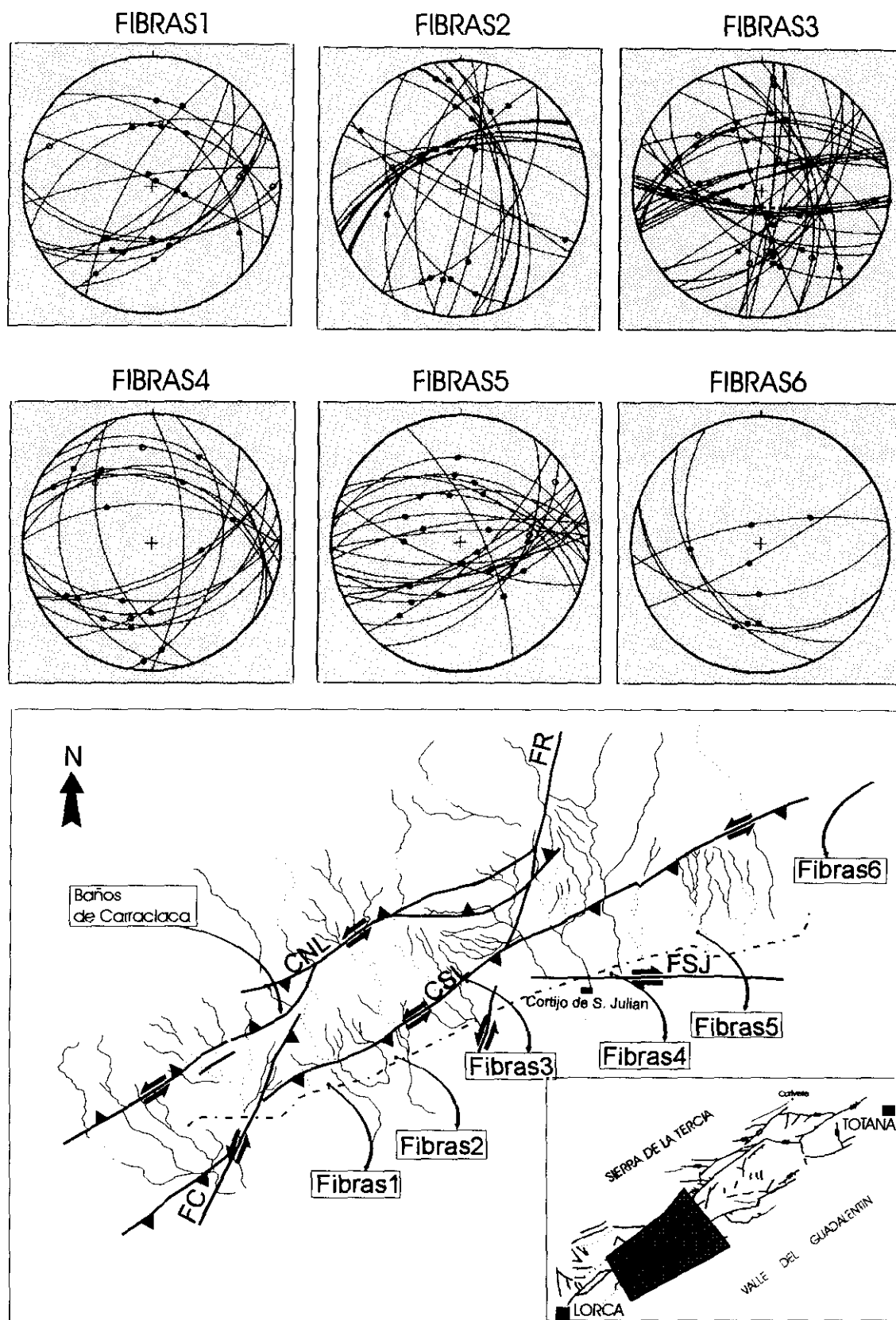
Se han observado numerosos los casos de cambios en la cinemática de las venas de cizalla, en los que las fibras sufren un giro de casi 90° desde una cinemática sinestrosa a una cinemática inversa (Fig. 2-23).

En este sentido, Twiss y Gefell (1990) y Twiss et al. (1991) han modelizado la generación de venas de cizalla rellenas de fibras curvadas y las interpretan como resultado de la rotación de los microbloques rígidos contenidos dentro de una zona de cizalla mayor. Estos microbloques están limitados por zonas de cizalla en las que van creciendo las fibras. En estos casos podemos encontrar fibras curvadas o dos o más fibras con cabeceos muy distintos en una misma vena. La deformación progresiva generada por un único tipo de movimiento en la zona de falla principal puede generar ese tipo de rotaciones e inducir crecimientos de fibras con distintas orientaciones.

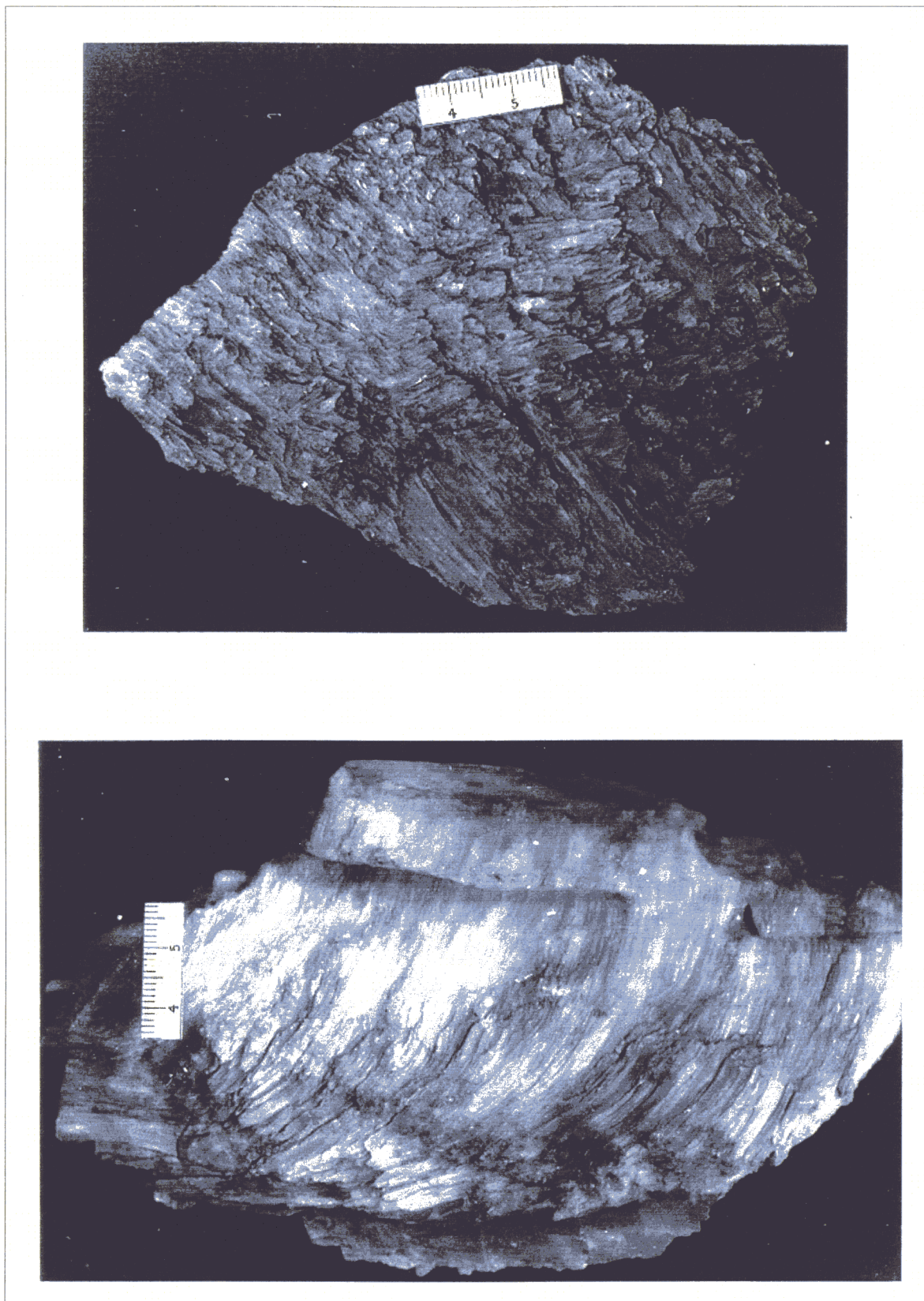
En nuestro caso, la litología margosa y arcillosa en la que se encuentran las venas de cizalla medidas hace muy difícil ese tipo de rotaciones. En todo caso para evitar en lo posible este efecto, se han medido las venas en estaciones donde las capas que las contienen se disponen con una dirección y buzamiento coherente con la orientación del sinclinal de escala kilométrica que estructura las margas de esta unidad en esta zona (mapa 4). Podemos asegurarnos así que no han sufrido rotaciones de pequeña escala.

#### -A: Metodología aplicada

En las proyecciones estereográficas de las venas medidas en cada estación (Fig. 2-22) destaca el predominio de venas de cizalla con una componente de movimiento inversa y buzamientos elevados. Con el fin de obtener un tensor de esfuerzos aproximado responsable de la activación de esas venas, y con ello una orientación espacial de los tres ejes principales de esfuerzos se han aplicado dos métodos de análisis poblacional de fallas: El *Método de Inversión de Esfuerzos* de Reches (Reches, 1987; Reches et al., 1992) y el método desarrollado en De Vicente (1988) y Capote et al. (1991) basado en el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1983).



**Fig. 2-22.** En esta figura se representan las proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior de las venas de cizalla y los vectores de deslizamiento medidos en las seis estaciones utilizadas en el análisis poblacional de la venas de cizalla rellenas de yeso fibroso postmessiniense. Asimismo, en la parte inferior se muestra con un esquema de situación de las mismas. FR: Falla del Roser. CNL: Corredor Sur de Lorca. CSL: Corredor Sur de Lorca. FC: Falla de Carralaca. FSJ. Falla de San Julian.



**Fig. 2-23.** Fotografías de dos ejemplos de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso que muestran cambios en la cinemática de las venas entre desgarre sinestroso e inversa. Las dos muestras se situaban sobre el CSL en su sector occidental.

El *Método de Inversión de Esfuerzos* calcula el tensor de esfuerzos asociado a los vectores de deslizamiento de una población de fallas. Este método asume dos premisas. Por un lado, que el deslizamiento en el plano de falla sometido a unos esfuerzos definidos por un tensor, se produce siguiendo la dirección del máximo esfuerzo de cizalla. Por otro lado, que las magnitudes de los esfuerzos normal y de cizalla sobre la falla deben satisfacer el Criterio de Rotura de Coulomb:

$$\tau = c + \mu \sigma_n$$

(siendo  $c$ , la cohesión.  $\mu$ : el coeficiente de fricción y  $\sigma_n$  el esfuerzo normal sobre el plano de falla. Este método da como resultados las orientaciones y magnitudes (normalizadas en función del esfuerzo vertical) de los ejes principales de esfuerzos y constriñe los valores del coeficiente de fricción y cohesión para las fallas a unos valores realistas (*ley de Byerlee*). El resultado final de la aplicación de este método a una población de fallas es un conjunto de tensores, que son los que mejor se ajustan para cada valor de coeficiente de fricción. El ángulo entre la estría teórica predicha por el tensor solución y la estría real constituye una estimación de la validez de la solución.

El segundo método aplicado desarrollado por (De Vicente, 1988), está basado en el *Modelo de Deslizamiento de Reches* (Reches, 1983). Este autor propuso un modelo de deformación para fallas frágiles en condiciones triaxiales, esto es, con tres ejes de deformación principales diferentes ( $e_1 \neq e_2 \neq e_3$ ). Este modelo explica la presencia de cuatro direcciones de fracturación con simetría ortorrómbica, de modo que el modelo de Anderson (Anderson, 1951) con dos direcciones de fracturación formadas por un sistema de fallas conjugadas sería un caso especial del modelo de Deslizamiento en condiciones de deformación plana ( $e_2 = 0$ ). Este método asume la distribución homogénea de los esfuerzos y la coincidencia entre los ejes de esfuerzo y de deformación, de manera que relaciona el parámetro de forma del elipsoide  $K = (e_y/e_x)$  ( $e_y$  y  $e_x$  máximo acortamiento horizontal y vertical) y el parámetro  $\phi$  (ángulo de rozamiento de las fallas), con la orientación del plano de falla y su estría, sin considerar cambio de volumen. Relacionando estos parámetros,

asigna a cada par (falla, estría) una orientación y tipo de elipsoide de deformación.

La gran mayoría de las venas de cizalla estudiadas son de carácter inverso o inverso-direccional y muchas de ellas presentan buzamientos elevados superiores a  $45^\circ$ . Ello hace que debamos tener precauciones a la hora de interpretar los resultados de la aplicación de este segundo método, puesto que en él se utiliza el buzamiento del plano de falla como criterio para asignar a cada par (falla, estría) una orientación y tipo de elipsoide de deformación. En este sentido, fallas inversas de muy alto ángulo pueden ser interpretadas como normales. Pese a esta limitación hemos preferido incluir los resultados de este método ya que pensamos pueden aportar datos que valoren algunos de los resultados obtenidos a través del método de Reches.

#### -B: Resultados del análisis poblacional

Se han medido un total de 145 venas de cizalla repartidas en seis estaciones situadas a lo largo de un sector de más de 5 km de longitud en el que afloran margas y limos messinienses y pliocenos adosados al CSL. Con el fin de poder observar la influencia que la interacción entre fallas de distinta orientación pueden tener en la naturaleza y orientación del tensor de esfuerzos cuaternario, las estaciones se midieron en una zona de interacción entre varias fallas con actividad neotectónica.

En la Tabla 1 del Anexo 3 se muestran los resultados numéricos de la aplicación del Método de Inversión de Esfuerzos de Reches. Asimismo, en las figuras 3-I a 3-VI de dicho anexo, se añaden los resultados individuales obtenidos para cada estación. En ellos se muestra el tensor solución obtenido así como la orientación del máximo esfuerzo compresivo en la horizontal ( $Sh_{max}$ : flechas negras). También se señalan el parámetro de forma del elipsoide de esfuerzos ( $R$ ). Se ha calculado para cada tensor un índice de calidad (definido por Simón et al. (1996), ver explicación tabla I del anexo 3). La mayoría de los tensores pueden considerarse como buenos en función de este índice de calidad, siendo sus valores siempre superiores a 0.8.

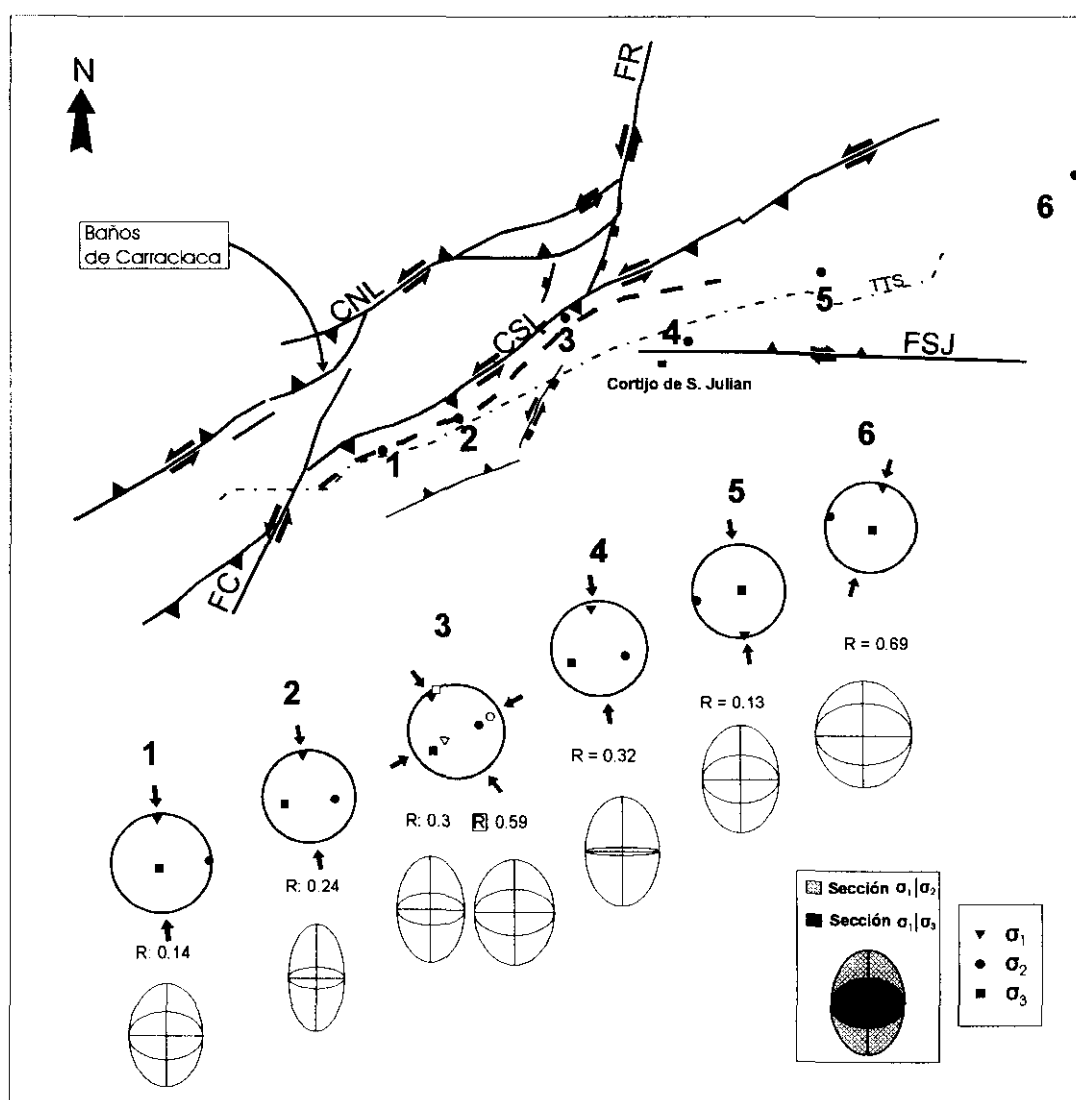
Los tensores solución obtenidos mediante el método de Reches y las direcciones de máximo acortamiento que se obtienen de la aplicación del

método de deslizamiento se presentan en las figuras 2-24 y 2-25 respectivamente. En la primera asimismo, se han situado en el espacio los tensores solución para cada estación así como un esquema de la forma del elipsoide de esfuerzos.

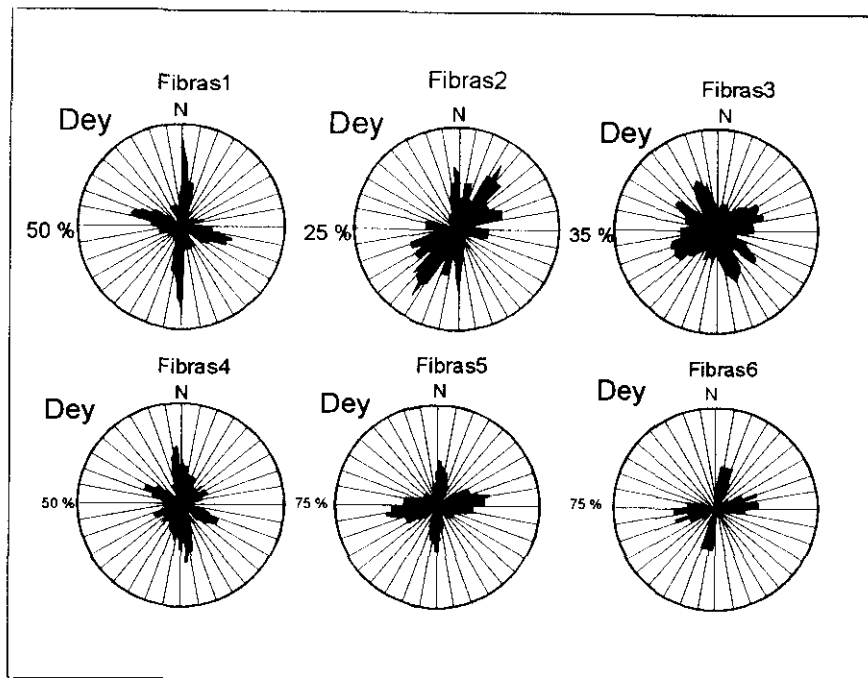
Por otra parte, se representan mediante la construcción de Mohr las magnitudes relativas de los tres esfuerzos principales en cada tensor (Fig. 2-26). En el mapa de dicha figura se han situado espacialmente las secciones ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) de cada

elipsoide escaladas para un mismo esfuerzo vertical. De las orientaciones, formas y situación de los distintos tensores podemos destacar las siguientes observaciones:

-1°. En las estaciones 1, 2, 4 y 5 se obtienen tensores compresivos con mayor o menor componente de desgarre, que presentan un esfuerzo máximo horizontal NNO-SSE. En la estación 6 se obtiene un tensor compresivo con un  $\sigma_{\text{max}}$ : NNE-SSO, si bien, la dispersión de este valor es de  $31^\circ$ , la mayor de todas las



**Fig. 2-24.** Esquema mostrando las características de los tensores solución obtenidos para las seis estaciones mediante la aplicación del método de Inversión de Esfuerzos de Rechcs. Bajo el esquema de situación se representan en proyección estereográfica los ejes de los esfuerzos de los tensores solución. Bajo los mismos se muestran el factor de forma  $R$  de las elipses de esfuerzos y las secciones transversales de los mismos.



**Fig. 2-25. Proyecciones de los histogramas de las direcciones del máximo esfuerzo horizontal obtenidas a partir del método basado en el Modelo de Deslizamiento.**

obtenidas. En la estación 3 que es la única situada directamente sobre la zona de desplazamiento principal del CSL se identifican dos tensores prácticamente coaxiales: uno (3a) compresivo con  $Sh_{max}$ : orientado NO-SE y otro (3b) extensional con componente de desgarre y un  $Sh_{max}$  también NO-SE.

-2°. De las estaciones 1 a la 4 se produce un aumento de la componente de desgarre de los tensores. En las estaciones 5 y 6 vuelven a ser tensores compresivos puros.

-3°. Las mayores diferencias de esfuerzos se obtienen en las estaciones 1, 2, 3 (tensor a) y 4.

-4°. La estación 3 en la que se identifica un tensor extensional se sitúa en la zona de interacción del CSL con la Falla del Roser.

-5°. Se aprecia una gran variabilidad en las direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) obtenidas mediante el método basado en el modelo de deslizamiento (Fig. 2-25). En parte es debido a que se han representado los resultados de la aplicación del sin ningún tipo de selección previa ni filtrado de errores posterior. Pese a ello, se identifican frecuencias elevadas en la dirección NNO-SSE a N-S coincidentes con las direcciones de  $Sh_{max}$  NNO-SSE obtenidas mediante el método de Reches en las estaciones 1 a 5. También se identifica un máximo acortamiento NNE-SSO en la estación 6.

#### -C: Interpretación dinámica y cinemática de los resultados

El sector del CSL de la FAM en cuyo entorno se han medido las venas analizadas se caracteriza por la existencia de varias fallas activas durante el Cuaternario (ver mapa 4). Entre estas fallas destacan:

-La zona de desplazamiento principal del CSL (N 55-65) que presenta una cinemática inversa con componente senestral.

-La Falla del Roser (N 15-20) que presenta movimientos senestrales y normales.

-La Falla de San Julián (N 90-100), con una cinemática inversa con componente dextrosa.

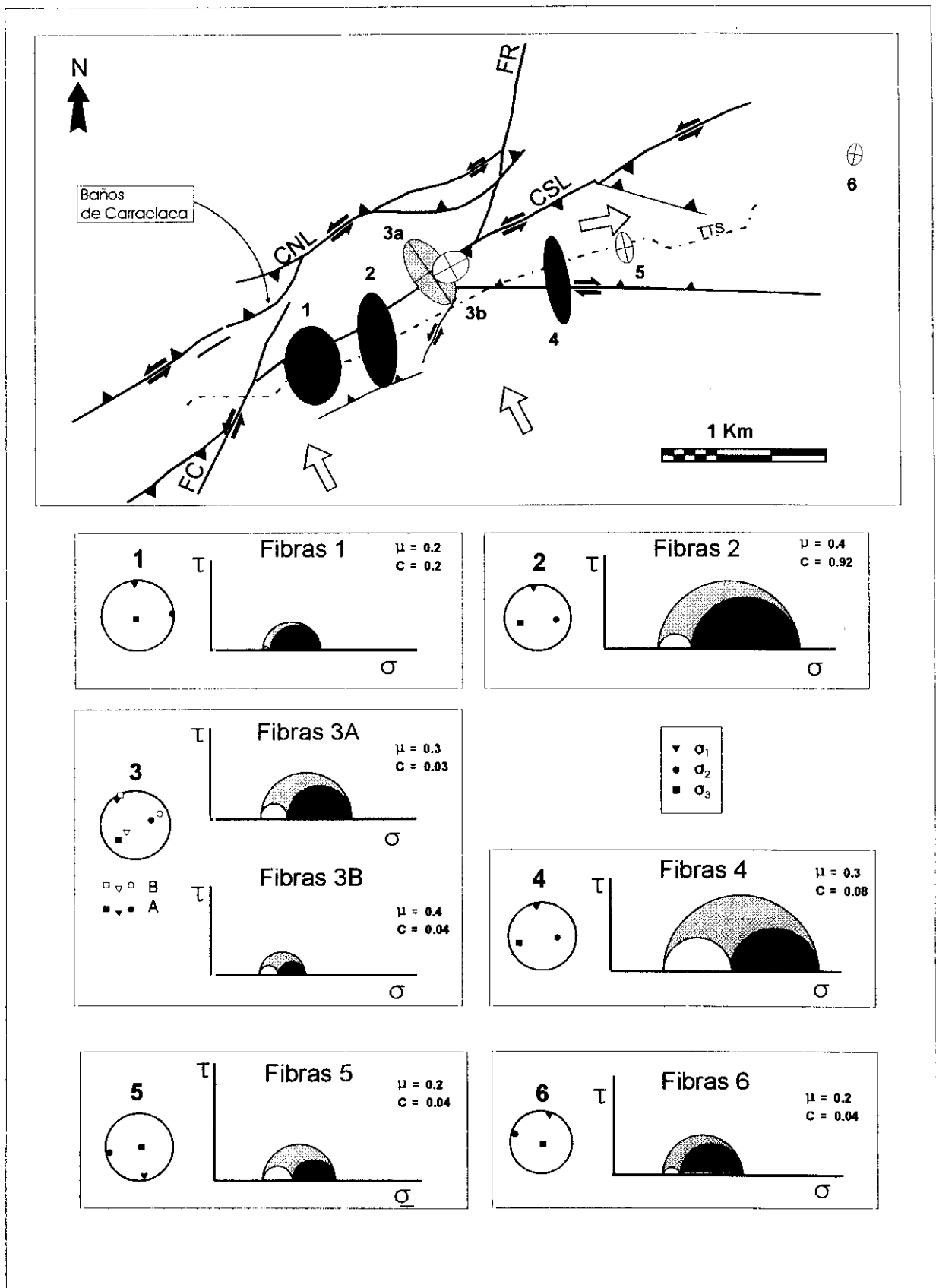
-La Falla de Carraclaca (N 20), de carácter fundamentalmente senestral.

-Y la falla del CNL (N 45-65) con cinemática inversa y componente senestral

Asimismo, es interesante recordar que los materiales (margas messinienses y pliocenas) que incluyen las venas están estructurados en un sinclinal de flancos casi verticales asociado al movimiento inverso del CSL.

Analizando las observaciones antes descritas acerca de la naturaleza y posición de los tensores obtenidos, combinadas con las estructura y cinemática de la zona en que se sitúan las





**Fig. 2-26.** En esta figura se representan en la parte superior (A) las secciones ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) de los elipsoides de esfuerzos solución obtenidos mediante el método de Inversión de Esfuerzos de Reches situados en su posición de medida. En la parte inferior (B) se representan mediante la construcción del Círculo de Mohr las magnitudes relativas de los tres esfuerzos principales en cada tensor.

estaciones, podemos realizar una interpretación resumida en los siguientes puntos:

-D: Resumen

-A. A grandes rasgos, la cinemática de la mayoría de las venas de cizalla responde al campo de esfuerzos regional compresivo actual ( $Sh_{max}$  NO-SE a NNO-SSE) reconocido a escala de la Cordillera Bética a través de estudios de la sismicidad y la tectónica activa.

-B. Existen, sin embargo, tensores locales que pueden explicarse por la interacción de fallas con diferente orientación. La falla del Roser ha actuado durante el Cuaternario como falla normal, controlando la potencia de los depósitos pleistocenos (Capít. 2.5.5). El tensor extensional solo se reconoce en la estación fibras 3 situada en la zona de interacción de esta falla con el CSL. En este caso los efectos de dicho tensor extensional se alternarían en el tiempo con los del tensor regional en función de sucesivas reactivaciones como falla normal de la falla del Roser. La activación de esta falla podría provocar un cambio de naturaleza del tensor en esa zona durante ciertos períodos de tiempo.

-C. El tensor compresivo de la estación 6 presenta una dispersión en la orientación de  $Sh_{max}$  que hace difícil su interpretación como un tensor distinto al regional.

-D. Con las reservas que impone la dispersión en la orientación de los ejes de máximos esfuerzos, parece observarse una mayor componente de desgarre en los tensores compresivos de las estaciones 2, 3 y 4. Las dos últimas se localizan bastante próximas a fallas que presentan movimientos con fuerte componente de desgarre durante el Cuaternario (Fig. 2-24 y mapa 4).

-E. Por lo que se refiere a diferencias de esfuerzos, los tensores compresivos con un mayor valor de  $(\sigma_1 - \sigma_3)$  se sitúan en el segmento del sinclinal de las margas messiniense y pliocenas que presenta un mayor grado de apretamiento. Desde el cortijo de San Julián hacia el Este, el sinclinal se hace más abierto y gradualmente desaparece. A la vez aumenta la anchura de afloramiento de los materiales miocenos, que ya no están verticalizados. Esta disminución de la intensidad de deformación en los depósitos miocenos coincide con una disminución en la diferencia de esfuerzos de las estaciones 5 y 6 (Fig. 2-26).

Del análisis poblacional aquí realizado pueden destacarse varias conclusiones parciales:

- El tensor responsable de la génesis de gran parte de las venas de cizalla postpliocenas es de carácter compresivo con una dirección  $Sh_{max}$  NNO-SSE que se corresponde con el tensor de esfuerzos regional actual inferido en trabajos de indole regional (ver antecedentes). Bajo este tensor la cinemática de la FAM y concretamente del CSL debe ser inversa con escasa componente sinestrosa, tal y como se ha observado en el análisis neotectónico y paleosísmico de la falla. Este tensor parece haber actuado durante gran parte del Cuaternario.
  - No se observa la actuación durante el Cuaternario de dos campos de esfuerzos compresivos con distinta orientación.
  - Existen indicios, sin embargo, de que la interacción con el CSL de fallas del sistema N 10-20 puede generar la modificación a escala local del tensor regional hacia un tensor extensional con una dirección de extensión casi paralela a la FAM. Asimismo, la actividad de fallas de desgarre de dicho sistema junto con fallas dextrosas del sistema N 90-110 puede generar ligeros cambios en la forma del tensor hacia un mayor desgarre.
  - El mayor grado de deformación de los materiales neógenos en el segmento del CSL más próximo a la falla de Carraclaca parece tener su reflejo en una mayor diferencia de esfuerzos en los tensores localizados en ese sector.
- En resumen, puede comentarse que el análisis poblacional de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso aporta datos de interés a la hora no solo de determinar el tensor de esfuerzos que ha actuado en un momento dado sino también a la hora de reconocer variaciones espaciales del mismo y sus relaciones con la geometría y cinemática de las estructuras de deformación locales en esta zona.



### 2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación.

En algunos puntos de los capítulos precedentes se ha puesto de manifiesto la importancia que tiene, tanto desde el punto de vista tectónico como sedimentario, la actividad combinada durante el período neotectónico de fallas próximas entre sí con de diferentes orientaciones y/o cinemáticas. En este capítulo describiremos los efectos que producen las interacciones entre varios sistemas de fracturación descritos en el sector Lorca-Totana. Después se realiza una interpretación de la dinámica y evolución cinemática de los principales sistemas de fracturación y finalmente, se resumen las conclusiones concretas de carácter cinemático que pueden extraerse de estas interacciones.

#### 2.4.6.1. Interacción neotectónica de fallas en el tramo Lorca-Totana de la FAM

A lo largo del tramo Lorca-Totana se ha observado que la interacción entre distintos sistemas de fracturación preexistentes genera estructuras y cinemáticas activas durante en Neógeno y Cuaternario. Esta interacción puede generar campos de esfuerzos de carácter local que sustituyen al campo regional tanto espacial como temporalmente en determinados sectores. De ahí la importancia de identificar las estructuras resultantes de dichas interacciones.

En este sector hemos identificado dos tipos de interacción que condicionan de modo importante los movimientos en la vertical de algunos bloques y por ende la sedimentación aluvial cuaternaria, a: interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 90-110 y b: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 10-20.

#### **-A: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 90-110**

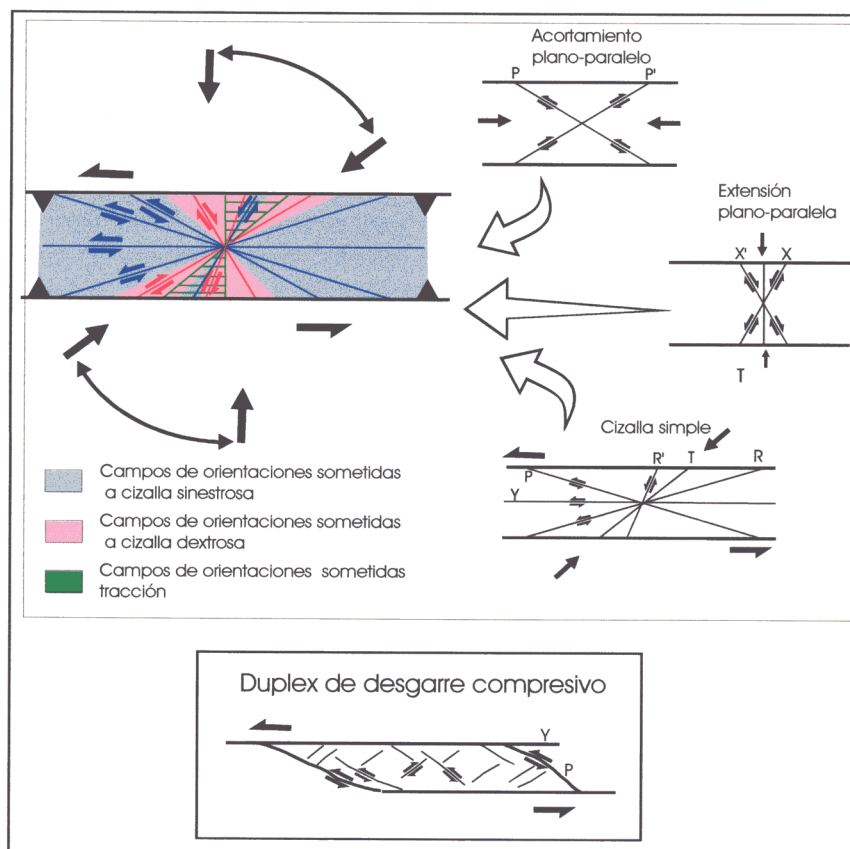
La dirección N 90-110 incluye la fracturación acompañante más importante de las fallas principales N 55-65 de los corredores CNL y CSL. En el marco de esta dirección de fracturación se distinguen por su dimensión y zona de aparición, dos tipos. Unas presentan

longitudes kilométricas y aparecen afectando predominantemente al basamento (Martínez Díaz, 1991). En ellas se ha reconocido un movimiento fundamentalmente de carácter dextroso. Un segundo tipo de fracturas con direcciones próximas a E-O se presentan con longitudes fundamentalmente hectométricas y la mayoría se circunscriben al interior de las zonas de cizalla, afectando a la cobertera sedimentaria con un movimiento sinestroso e inverso (ver mapa 4).

En los extremos NE y SO del CNL se han identificado dos estructuras que hemos interpretado como *dúplex de desgarre compresivo* (*contractional strike-slip dúplex*, según la terminología de Woodcock y Fisher (1986)). Estos autores muestran ejemplos naturales de la formación de este tipo de estructuras a muy diferentes escalas. Su génesis se produce por un mecanismo de cizalla simple transpresiva. El desarrollo de esta cizalla, entre dos planos Y que se solapan, provoca la propagación de los distintos planos de fracturación secundaria: R, R', P, P'...etc. (Fig. 2-27). Esta propagación está controlada por la componente de acortamiento plano-paralelo que se produce entre planos de cizalla subparalelos. La existencia de anisotropías previas intensifican los efectos de propagación inducidos por ese acortamiento (Tchalenko, 1968; Logan et al., 1979; Woodcock y Fisher, 1986).

Cuando dos planos P se propagan lo suficiente como para unir los dos planos Y que se solapan, queda individualizado un bloque de roca que desde ese momento presenta una cinemática propia (*dúplex de desgarre compresivo*). La progresión del proceso hace que el dúplex bajo régimen transpresivo experimente una elevación ya que empieza a funcionar como si de una zona de curvatura en compresión (*restraining bend*) (Crowel, 1974) se tratara. De este modo, los planos P e Y que lo limitan adquieren una importante componente inversa en su movimiento. Una componente inversa que puede llegar a ser superior a la que teóricamente deberían tener esos planos en función de su orientación respecto a la dirección de máximo acortamiento horizontal regional.

En la Fig. 2-28 se muestran las estructuras de este tipo que hemos identificado. Se señalan con las siglas DDCM (*dúplex de desgarre compresivo*)



**Fig. 2-27.** En la parte superior se muestra un esquema cinemático y dinámico de la fracturación secundaria que resulta de combinar las fracturas que se generan en una zona de cizalla a causa de acortamiento y extensión plano paralelos y de cizalla simple (modificado de Swanson (1988)). Se han señalado con distintos colores los campos de orientaciones sometidos a cizalla dextrorsa, sinistrosa y tracción. Asimismo, se señala el abanico de direcciones de acortamiento compatibles con las cinemáticas de la fracturación (ver explicación en texto). En la parte inferior se muestra una estructura de tipo dúplex de desgarre compresivo formada por la combinación y conexión de planos Y y planos P en una zona de desgarre sinistroso. Tomado de Woodcock y Fischer (1986).

de Matalauva) y DDCC (dúplex de desgarre compresivo de Carivete). Ambas estructuras están formadas por la generación de dos bloques limitados en dos de sus lados por ramas paralelas sinistras del CNL y en los otros dos por fallas N 80-90 inverso-sinistras.

En el corte geológico de la Fig. 2-10 se mostró la estructura interna del DDCC (ver cartografía en mapa 4). Los conglomerados y calcarenitas del Burdigaliense sup.-Tortonense, incluidos en la estructura, han sufrido una elevación a modo de escape vertical a partir del Plioceno. Quedan restos de margas del Tortonense superior pinzadas en las fallas. En los cortes a y b de la Fig. 2-8 se observa la estructura del borde Norte del DDCC. Este dúplex ha sufrido un levantamiento más acusado que ha llevado a aflorar su núcleo formado por rocas de la unidad Precámbrico-ordovícica del Cjo. Alpujárride. No queda resto alguno de los depósitos neógenos que la cubrían (mapa 4).

Los trabajos teóricos en los que se estudian las condiciones de formación y propagación de planos P y R en zonas de cizalla demuestran que es requerida una importante componente de

acortamiento paralelo a los planos Y (Tchalenko, 1968; Logan et al., 1977; Woodcock y Fisher, 1986 y Swanson, 1988). Es decir, se requiere una componente de desgarre predominante en los planos de cizalla que conducen el proceso, en nuestro caso, los planos de desplazamiento principal de la FAM.

En el caso que nos ocupa, los duplexes deforman materiales de edad Tortonense superior - Messiniense. Incluso, en el interior del dúplex de Matalauva se observan restos de terraza fluviales pliocenas del río Guadalentín a una altura superior a la que debería ser normal. Podemos deducir a partir de estas estructuras que el tramo Lorca-Totana de la FAM ha estado sometido desde el Plioceno (al menos en determinados sectores) a una cizalla simple sinistrosa con componente transpresiva.

#### **-B: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 10-20**

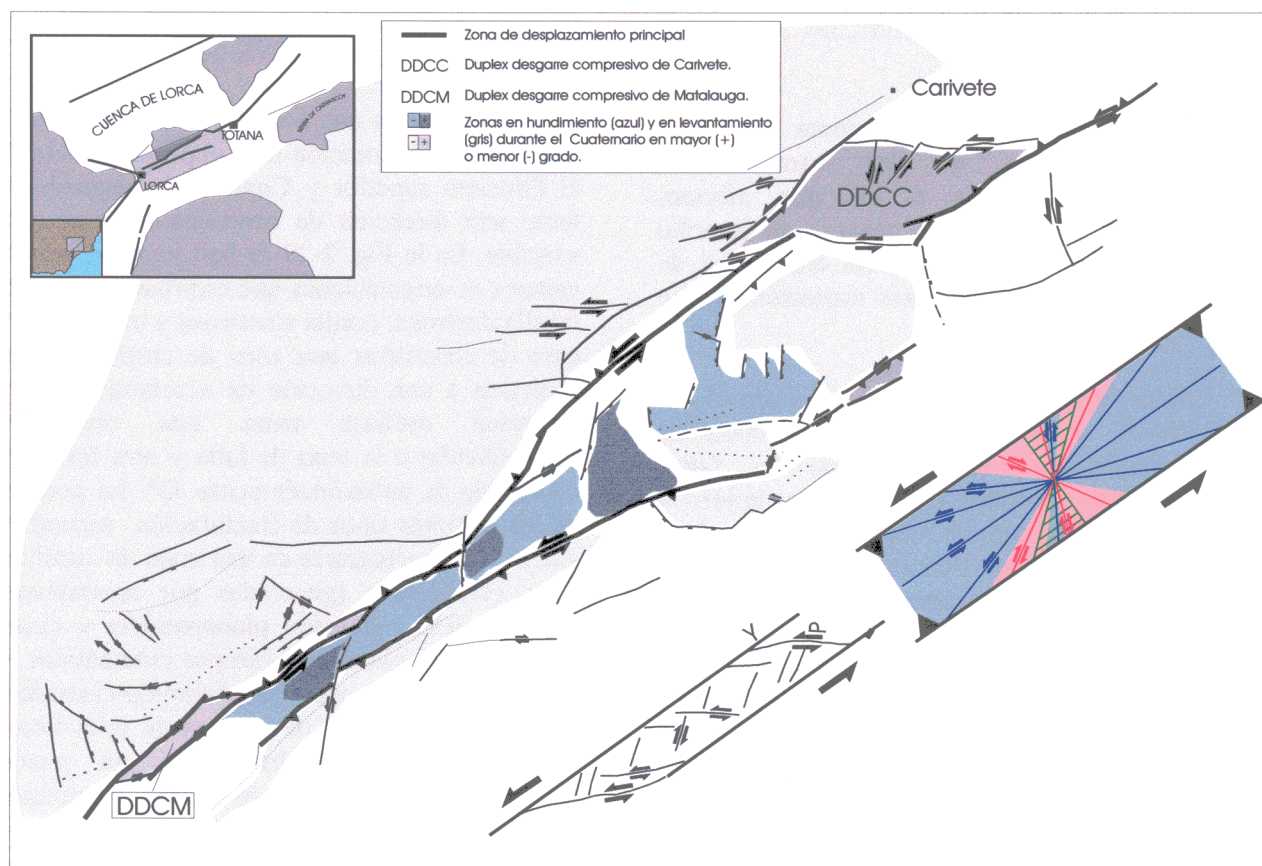
Otra interacción interesante que se ha identificado es la que se produce entre los planos principales del CNL y del CSL con las

fallas normales e inverso-sinestrosas del sistema N 10-20. Estas fallas en algunos puntos cortan y desplazan con un movimiento sinestroso (a veces importante) las trazas de los dos corredores. Son por tanto fallas claramente polifásicas. Eso es palpable sobre todo en el entorno de los baños de Carralaca (ver mapa 4). Como ya se dijo en la descripción de los sistemas de fracturación y de las estructuras menores, durante el Cuaternario las fallas N 10-20 presentan movimientos de carácter normal importantes. En la Fig. 2-28 se han representado en azul más oscuro las zonas donde se preserva una mayor potencia de materiales aluviales de la unidad P (Pleistoceno medio). La posición de estas zonas está controlada por la interacción de estas fallas normales con los corredores CNL y del CSL..

Uno de los casos más llamativos de esta

interacción, se sitúa al Sureste de los baños de carralaca (Fig. 2-29). En esta zona, el movimiento sinestroso tanto del CNL como del CSL, unido al movimiento vertical de las N 10-20 elevan un bloque de forma sigmoidal bordeado por esas fallas. Este bloque presenta una ligera flexura a la que responde la red fluvial, como se describió en el capítulo correspondiente. Es evidente que las fallas N 20 se han movido durante el Cuaternario como desgarres sinestrosos con componente inversa que cortan y deforman las trazas de los dos corredores (Fig. 2-20) y a la vez se han movido como fallas normales en el interior del corredor (Fig. 2-19).

Los dos tipos de interacción descritos, y sus efectos, tienen una serie de implicaciones dinámicas que serán analizadas y desarrolladas más adelante. Podemos avanzar, sin embargo,



**Fig. 2-28.** Esquema estructural del sector Lorca-Totana de la FAM en el que se muestran las zonas hundidas y levantadas durante el Cuaternario, en función de la actividad combinada de las fallas principales de los corredores y las fallas N 20. Asimismo, se representan, junto al mapa, los distintos tipos de falla que se generan en una cizalla simple transpresiva y una estructura de tipo dúplex de desgarre compresivo orientadas para una mejor comparación con la zona de falla. (Ver explicación en el texto y figura anterior).



que la cizalla simple transpresiva que ha afectado al corredor y la cinemática extensional de bloques hundidos y levantados en favor del movimiento de las fallas N 10-20 requieren una dirección de acortamiento horizontal más norteado que el que se deduce del campo de esfuerzos regional postplioceno interpretado a partir del análisis de las venas de cizalla y reconocido a escala regional para el tiempo presente.

En las interpretaciones cinemáticas de las figuras 2-27 y 2-28 se han representado las direcciones de acortamiento teóricas que serían coherentes con los movimientos observados. Uno de ellos coincide con la dirección de acortamiento regional NNO-SSE admitida de modo general. La otra se desvía hacia la orientación NNE-SSO y es la que induce movimientos de desgarre en las fallas principales de la FAM y movimientos normales en las fallas del sistema N 10-20.

### 2.4.6.2. Interpretación cinemática de los sistemas de fracturación en el sector Lorca-Totana

Basándonos en las observaciones hasta aquí analizadas, acerca de las características geométricas, materiales a los que afectan, cinemática y estructuras que generan, se describe a continuación la interpretación cinemática de los sistemas de fracturación neotectónica que han sido identificados.

Como puede apreciarse en el mapa 4, el sistema N 90-110 engloba la fracturación acompañante más importante de las fallas principales de corredor Lorca-Totana, unidos a los cuales configuran los "duplexes de desgarre compresivo" descritos. Pensamos que las fallas N 90-110 sinestrosas postortonienenses se han generado (o reactivado a partir de fallas pretortonienenses) como planos **P** asociados a la cinemática sinestrosa de las fallas principales del sistema N 50-70. En la Fig. 2-28 se representan todos los planos que se pueden generar como consecuencia de una cizalla simple sinestrosa a la que se añaden las componentes de extensión y acortamiento plano-paralelos. Los planos "**Y**" se corresponden en la zona aquí estudiada, con los planos mayores sinestrosos (sistema N 50-70) que conforman el corredor Lorca-Totana, mientras que los planos **P** se corresponden genéticamente con las fallas N 90-110

sinestrosos antes citados en la formación de los "duplexes de desgarre compresivo". Así, la existencia de una anisotropía preexistente de dirección próxima a E-O, formada por la fracturación pretortonienense y la fábrica del basamento de Bético Interno favorece como resultado de la cinemática sinestrosa, la formación y reactivación de los planos **P**, en lugar de planos Riedel que en zonas de cizalla como ésta suelen constituir la fracturación acompañante más importante (Wilcox et al., 1973) y que aquí, sin embargo, son casi inexistentes.

Por otra parte, la geometría y actividad polifásica de las fallas pertenecientes a los sistemas N 140-150 E (de desgarre dextroso) y N 10 -20 E (con cinemáticas normal y de desgarre sinestroso con componente inversa) responderían, de acuerdo con la interpretación dada para el conjunto de la Cordillera por Sanz de Galdeano, (1983) con sistemas conjugados generados por la compresión NNO-SSE postortonienense. La cinemática extensional procedería de rotaciones de la dirección de acortamiento horizontal hacia orientaciones NO-SE y NNE-SSO.

La cinemática que hemos observado para los sistemas de fracturación más importantes durante el Plioceno superior y Cuaternario requiere por tanto una dirección de acortamiento horizontal variable. En la Fig. 2-27 se han representado los campos de orientaciones que estarían sometidos a cizalla dextrosa, cizalla sinestrosa y tracción en el caso de considerar una zona de cizalla regional sometida a una dirección de acortamiento cuya dirección oscilase entre una orientación perpendicular a la zona de falla y otra formando un ángulo de aproximadamente 45°. La posición de los distintos tipos de fracturación secundaria que pueden encontrarse en una zona de cizalla en estas condiciones (generadas por acortamiento planoparalelo, extensión planoparalela y cizalla simple) se adapta a esos campos cinemáticos. Si orientamos ese esquema dinámico-cinemático según la orientación de la zona de falla Lorca-Totana (Fig. 2-28), observamos que pueden explicarse prácticamente todas las cinemáticas reconocidas durante el período neotectónico.

Una única dirección de acortamiento difícilmente explica todas las cinemáticas observadas, ni las interacciones entre los distintos sistemas de fracturación.

### 2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa

En este capítulo se estudian algunos caracteres geomorfológicos indicativos de actividad tectónica cuaternaria en el sector Lorca-Totana y su influencia en el entorno de la misma. En este estudio se ha considerado:

- El control tectónico de la red fluvial.
- El perfil longitudinal de equilibrio del río Guadalentín.
- Las implicaciones morfotectónicas que se desprenden del modelo digital del terreno.

#### 2.4.7.1. Control tectónico de la red fluvial.

En la Fig. 2-29 se representa un esquema de la red fluvial actual en el tramo del corredor Lorca-Totana comprendido entre el campo de tiro de Lorca al Oeste y la Rba. del Saltador al Este. Este es el sector de la FAM en el que mejor se conservan los depósitos fluviales cuaternarios y donde existe un menor control de la disposición espacial de la red por parte de anisotropías litológicas. En dicha figura se han marcado con línea de puntos aquellos tramos de ramblas que presentan un encajamiento relativo mayor. La orientación del drenaje en la zona del llano de la Rba. del Buitre muestra una distribución centrífuga. Las fallas de Carraclaca y del Roser redirigen la red que se dispone paralela a las mismas. Asimismo, se han observado procesos de captura por erosión remontante de canales paralelos a las fallas, desviaciones anómalas de canales de drenaje, ramblas decapitadas y valles colgados.

Las dos primeras estructuras morfológicas son típicas de zonas con tectónica activa de desgarre (Wallace, 1968; Sieh, 1981; Sieh y Jahns, 1984), mientras que las dos últimas son muy frecuentes en zonas hundidas y levantadas por movimientos de componente vertical (Goy et al., 1988). En el entorno de los baños de Carraclaca (Fig. 2-29b) se muestran con mayor detalle dichas anomalías geomorfológicas.

De la interpretación de la disposición de la red en esta zona y la estructuración que presenta pueden inferirse varios hechos interesantes:

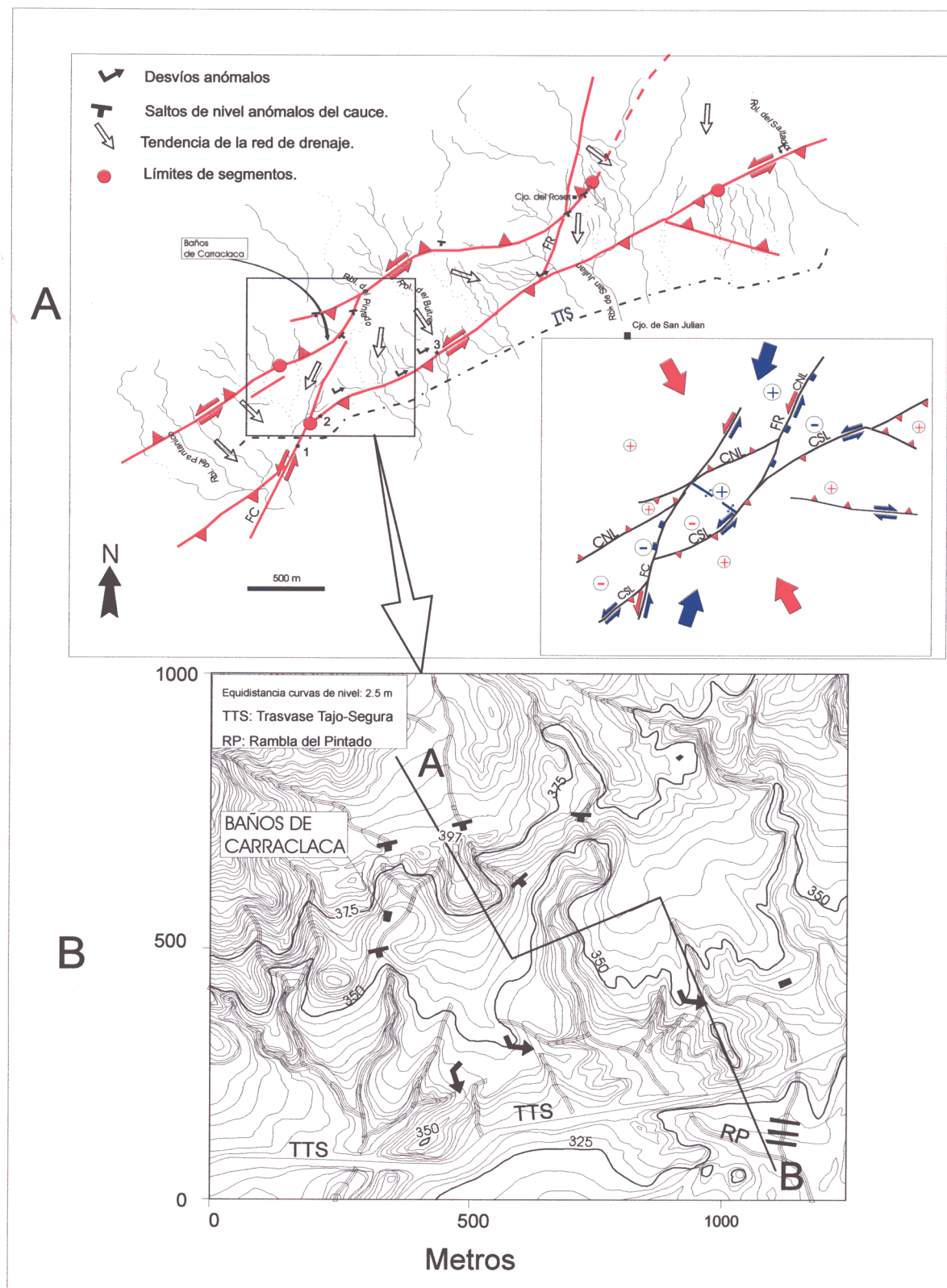
-1º: El CNL no provoca desviaciones de canales de drenaje y, sin embargo, si provoca la aparición de valles colgados y ramblas decapitadas, todo ello evidencia de una actividad reciente de componente vertical.

-2º: El CSL induce varios desvíos sinestrosos de ramblas así como fenómenos de captura por encajamiento de canales paralelos a la zona de falla principal. También presenta varios ejemplos de pequeños valles sin cabecera asociados al movimiento vertical reciente del bloque situado al Sur del CSL en el tramo que corta al abanico del Saltador.

-3º: Curiosamente, los mayores encajamientos afectando a las ramblas se observan en interior del bloque de *pop down* hundido entre los CNL y CSL. Este encajamiento está producido por la presencia de flexiones de gran radio muy oblicuas a los corredor que se observaron en el análisis fotogeológico. Estas flexiones son propias de movimientos de desgarre y como ocurre en el llano de Carraclaca hacen que los canales de drenaje se dispongan centrífugamente respecto al núcleo de la misma.

En la Fig. 2-29a se da una interpretación cinemática del movimiento de los corredores CNL y CSL en función de sus efectos sobre la red fluvial holocena (a partir de las anomalías morfológicas descritas). No hay indicios morfológicos de una componente de desgarre significativa en el CNL. Su movimiento más reciente parece fundamentalmente inverso. No en vano, el CNL constituye el verdadero límite de la ST y controla su elevación cuaternaria. En CSL, sin embargo, muestra indicios de movimiento reciente combinado inverso - sinestroso. En la interpretación cinemática se muestran dos direcciones de máximo acortamiento horizontal (marcadas en distinto color) y la cinemática que cada uno genera en los distintos accidentes activos en este sector. Debemos añadir, sin embargo, que la interpretación de esas anomalías no es suficiente para asegurar que realmente trata de dos cinemáticas diferenciadas o de un movimiento oblicuo inverso-direccional. Las evidencias aportadas en los capítulos anteriores apoyan la primera posibilidad.

A una escala más regional, la disposición y características morfológicas de la red fluvial en el tramo Lorca-Totana marcan claramente la elevación del bloque situado al NO de la FAM coincidente con el crecimiento de la S<sup>a</sup> de La



**Fig. 2-29. -A:** Cartografía esquemática de la red fluvial en el entorno de los baños de Carralaca en el que se representan las anomalías, posiblemente relacionadas con la actividad de los corredores CNL y CSL. Las flechas en blanco indican la tendencia en la orientación de la red. Junto a ella, se muestra un modelo cinemático que explica los distintos movimientos observados en las fallas, a su vez coherentes con las anomalías de la red. Se señalan en él (con signos + y -) los hundimientos y levantamientos relativos identificados. **-B:** Ampliación de la zona de los baños de Carralaca en el que se añade la topografía. TTS: trasvase Tajo-Segura; RP. Rambla del Pintado.

Tercia. Este proceso produce anomalías bastante espectaculares que serán descritas más adelante. Podemos destacar, sin embargo, a una escala algo menor el cambio sufrido por el cauce de la Rba. de Lébor situada al Oeste de Totana (mapa 3). Se puede observar que esta rambla está cortando un macizo calcarenítico resistente a la erosión que conforma la terminación periclinal oriental de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Rodeando por el Este dicho macizo se conserva un antiguo canal abandonado que corresponde con el antiguo cauce por el que discurría la rambla. Una fuerte erosión remontante de las calcarenitas provocó la captura del antiguo cauce de la Rba. de Lébor por parte de uno de sus tributarios que cortaba el citado macizo. Esta erosión remontante puede estar relacionada con el proceso de levantamiento del bloque situado al NO del CNL.

#### 2.4.7.2. Perfil longitudinal del Río Guadalentín.

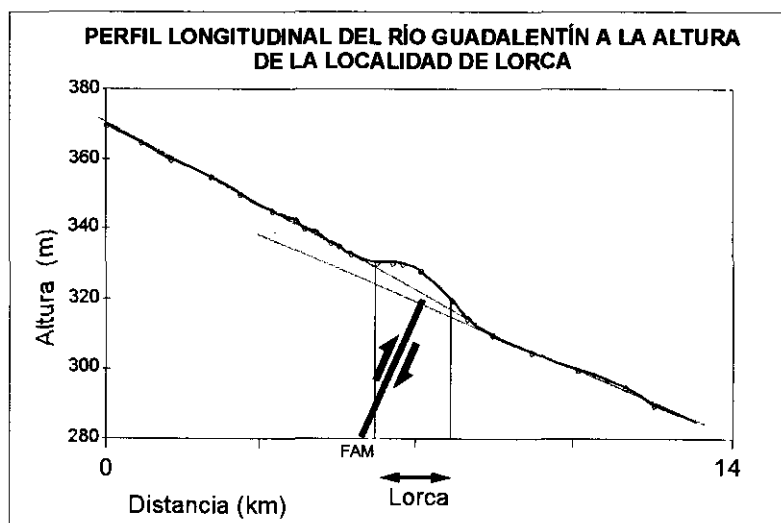
Con el fin de determinar el grado de influencia que el posible movimiento actual de la FAM pueda tener sobre la dinámica actual del río Guadalentín se ha realizado un perfil logitudinal de detalle del tramo del río que atraviesa la FAM (Fig. 2-30). Se identifica una clara anomalía coincidiendo con el paso del río sobre la traza de la FAM. Esta anomalía separa dos segmentos del perfil con diferente pendiente. Al NO de la FAM

es ligeramente superior que al SE. La anomalía coincide con la zona de paso del corredor de la FAM y, como más adelante se mostrará, con la posición en profundidad de un bloque de basamento levantado identificado por gravimetría bajo los depósitos cuaternarios que rellenan el valle del Guadalentín.

#### 2.4.7.3. Análisis morfotectónico del modelo digital.

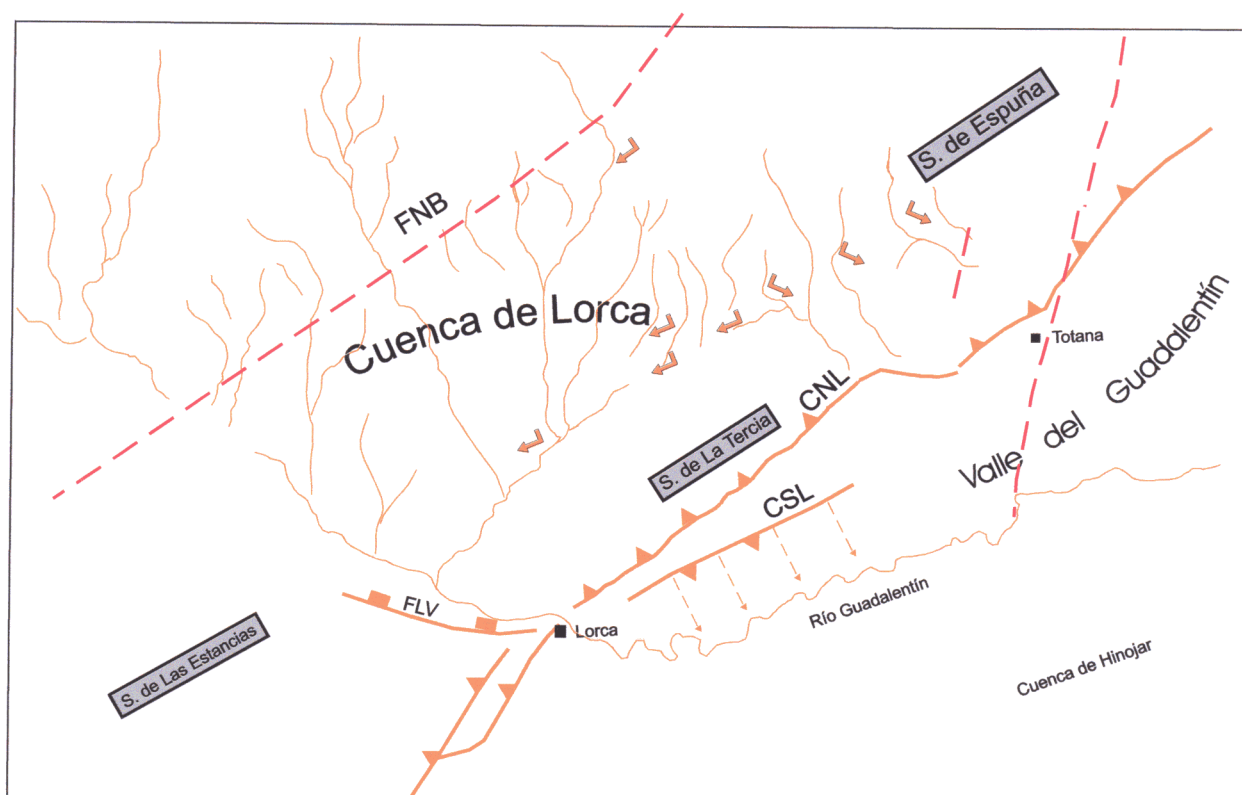
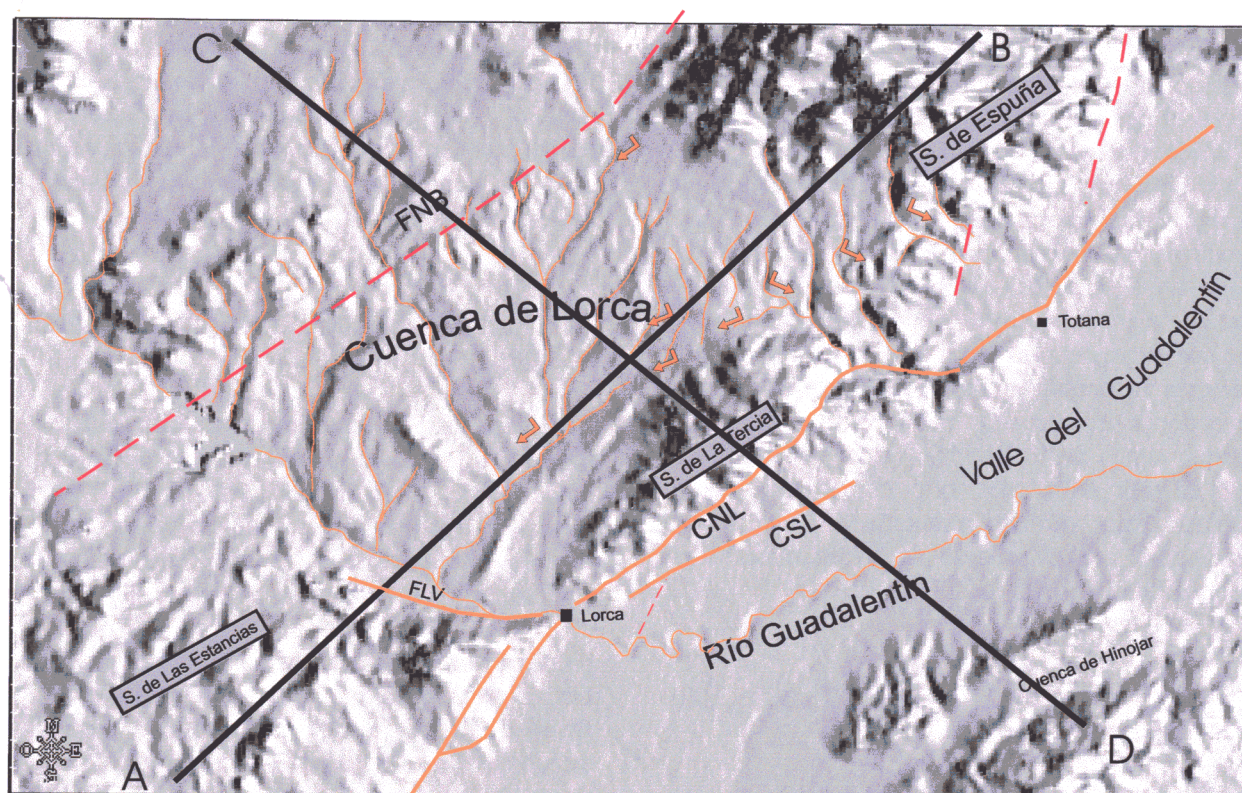
El análisis de la topografía observada en el modelo digital del terreno (Fig. 2-31) aporta datos sobre la evolución holocena de la red fluvial y el control tectónico de la misma. El cambio de pendiente en el perfil longitudinal del río (disminuyendo hacia el SE) tiene su reflejo en el tipo de circulación del mismo. A partir del punto de intersección con la FAM el cauce del Guadalentín pasa de tener una morfología tipo Braided al NO a una morfología propia de circulación más meandriforme hacia el SE (ver figura).

Además se observa que a partir de su intersección con la FAM la banda de meandros del río se dispone paralela a la dirección del CSL. Si consideramos la existencia de restos de antiguas terrazas del río de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior adosadas al borde Sur de la ST y al CSL (capítulo 2.5.2.2) podemos

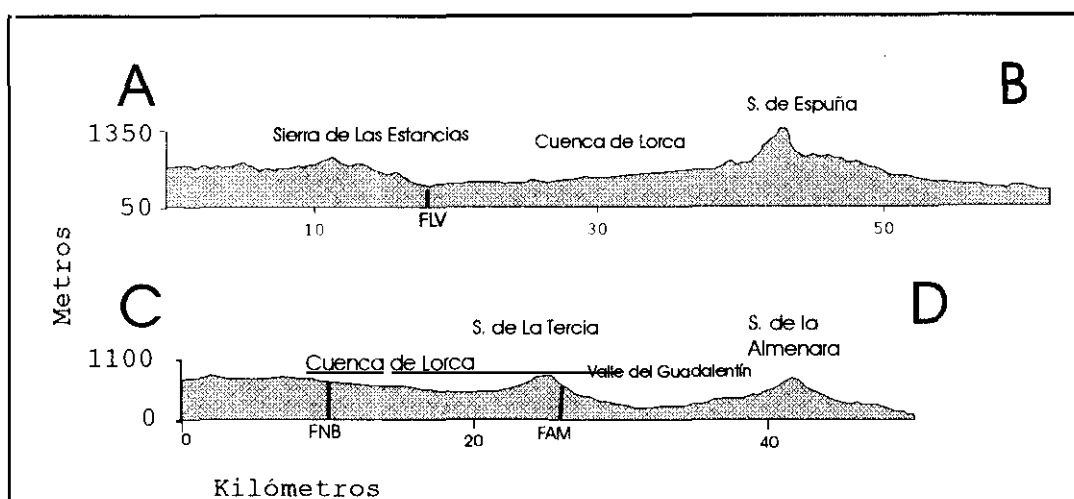


**Fig. 2-30.** Perfil longitudinal del tramo del río Guadalentín a su paso sobre la FAM y la localidad de Lorca, realizado a partir de una cartografía E. 1:10.000. Sobre el perfil se marcan las distintas pendientes observadas a un lado y otro de la FAM. La anomalía observada en el perfil coincide con la posición de la traza en superficie de la FAM. Ver localización del perfil en Mapa 5.





**Fig. 2-31.** En la parte superior se observa el modelo digital del terreno del sector Lorca-Totana y su entorno, sobre el que se señalan las principales fallas y unidades morfotectónicas. También se muestra la localización de los perfiles topográficos de la figura 2-32. En la parte inferior se extrae la red fluvial de la zona. Ver interpretación en el texto.



**Fig. 2-32.** Perfiles topográficos, uno paralelo (A-B) y otro perpendicular (C-D) a la FAM en el sector Lorca-Totana. Ver localización en fig. 2-31. En el perfil A-B se observa claramente la inclinación hacia el SO que presenta la superficie de la cuenca de Lorca.

inferir una migración hacia el SE del río durante el Cuaternario. Esta migración estaría producida por un basculamiento asociado a la componente inversa del movimiento del CSL. Asimismo, la morfología de algunos de los meandros del río parecen controlados por fallas N 10-20° activas y fosilizadas por el aluvial del río. Concretamente esto se observa en la prolongación de la falla de Carraclaca hacia el valle del Guadalentín.

A una escala de observación más regional en el interior de la cuenca de Lorca podemos identificar varias anomalías en la red fluvial. Casi todas las ramblas y canales de drenaje menores atraviesan el corredor de la falla Norbética (límite NO de la cuenca), con una dirección NO-SE. Pero al aproximarse a la ST cambian abruptamente de dirección hacia una orientación SO hasta desembocar en el valle del río Guadalentín y algunos hacia el Este bordeando la sierra por su extremo oriental. Se observan varios procesos de captura por erosión remontante de canales paralelos al borde NO de la Sierra.

Asimismo, en la zona situada entre el borde SO de S<sup>a</sup> Espuña y el borde N de ST las ramblas que bajan cortando los glaciares y abanicos que conectan la cuenca de Lorca y sierra de Espuña, lo hacen con una dirección NO-SE, cuando la topografía actual favorecería una dirección de drenaje lógica NE-SO o E-O bajando desde la sierra hasta la cuenca (Fig. 2-31).

Las evidencias morfológicas que acabamos de describir nos están indicando la presencia de una antigua red fluvial pliocena que cruzaba de NO a SE la cuenca de Lorca y llegaba hasta el valle del Guadalentín, salvando los (en aquel entonces) poco importantes relieves de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Esta red depositó los conglomerados continentales con cantos subbéticos intercalados con margas rosadas que culminan la unidad conglomerático-yesífera Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno descrita en el corredor Lorca-Totana (capítulo 2.5.2.1). El progresivo levantamiento de la ST fue bloqueando esta red y desviándola hacia el tramo medio actual del valle del río Guadalentín, situado actualmente en el borde SO de la cuenca de Lorca.

En la Fig. 2-32 se muestran los perfiles topográficos NO-SE (C-D) y NE-SO (A-B) realizados atravesando la cuenca de Lorca y la FAM. En el perfil A-B se aprecia una inclinación de la superficie de colmatación de la cuenca hacia el SO que favoreció la deflexión de la red fluvial pliocena. Este mecanismo está asociado al proceso de levantamiento asimétrico de la ST (ver capítulo 2.5.3.4) y al control tectónico ejercido por las fallas normales de dirección NO-SE y E-O (entre ellas la falla de las Viñas (FLV)) que forman el límite Suroeste de la cuenca. En el perfil C-D se aprecia que el relieve de la ST emerge cortando una superficie regional inclinada hacia el Sureste que condicionaba la orientación de la red fluvial pliocena, tal y como deducíamos anteriormente.

#### 2.4.7.4. Resumen y conclusiones

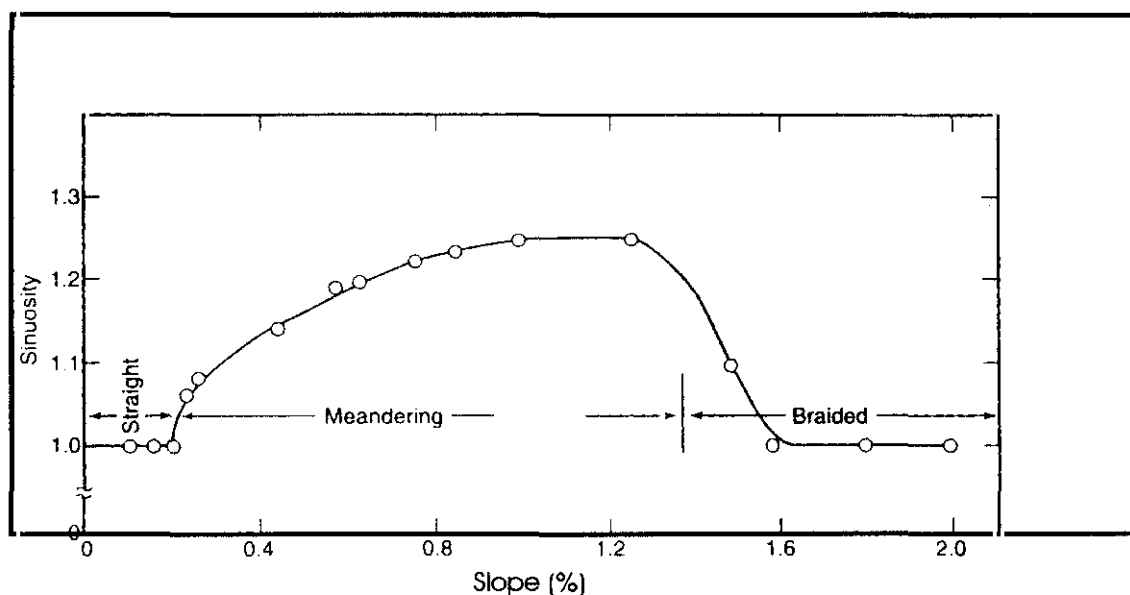
Del análisis de las características y evidencias geomorfológicas de la zona pueden resumirse se las siguientes conclusiones:

- Puede identificarse actividad holocena en la FAM y su influencia en la evolución holocena de la red fluvial. La componente inversa de su movimiento provoca un aumento en la pendiente del perfil longitudinal del río Guadalentín al NO de la Falla y un cambio en el tipo de circulación de braided a meandriforme. Este cambio brusco en el tipo de circulación es un típico indicio de actividad tectónica en zonas caracterizadas por movimientos verticales asociados a falla activas (Schumm y Kahn, 1972). La disminución en la pendiente del río provoca una *disminución de velocidad y energía* en el agua que da lugar al cambio hacia régimen meandriforme (Fig. 2-33). El levantamiento del bloque NO a causa del movimiento inverso de la FAM y la adaptación al mismo del río Guadalentín pueden explicar este mecanismo.
- La actividad reciente del CNL y del CSL genera anomalías en los canales fluviales que

los cruzan (desvíos anómalos, capturas, valles decapitados y valles colgados) que indican cinemáticas con componente de desgarre importante en el CSL y movimiento fundamentalmente vertical en el CNL.

- La actividad del CSL hace migrar la banda de meandros del río Guadalentín en su tramo Lorca-Totana hacia el centro del valle durante el Pleistoceno medio-Holoceno.
- La elevación continuada durante el Plioceno y el Cuaternario de la ST bloquea un antigua red fluvial pliocena procedente del NO. Este bloqueo está acompañado de un basculamiento de la superficie de la cuenca de Lorca hacia el SO que favorece el desvío de la mayor parte de los canales de drenaje hacia en SO.

En resumen, existen suficientes evidencias geomorfológicas que atestiguan la actividad tectónica de la FAM durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Su actividad no solo afecta de modo local a la red fluvial del entorno de la falla, sino que induce y ha inducido a lo largo del Cuaternario deformaciones de carácter regional.



**Fig. 2-33. Representación gráfica de los distintos tipos de régimen de circulación fluvial en función de la pendiente y el grado de sinuosidad del cauce. La disminución de la pendiente induce un aumento de la sinuosidad. Según Schumm and Kahn (1972).**

### 2.4.8. Resumen y Conclusiones neotectónicas principales

A partir de todas las evidencias deducidas y analizadas acerca de la actividad de la FAM en el sector Lorca-Totana a lo largo del período neotectónico, podemos resumir una serie de conclusiones parciales que son descritas para cada uno de los corredores principales.

#### -A: Corredor Norte de Lorca:

- Se han identificado en su traza movimientos tanto de tipo inverso como de desgarre sinistoso con cabeceos inferiores a 25° movimientos (desde el Mioceno medio hasta la actualidad).
- El CNL constituye la zona de desplazamiento principal de la FAM y ejerce un importante control del relieve a escala regional. Las observaciones geomorfológicas y morfotectónicas evidencian una actividad holocena de componente vertical. Esta actividad induce una anomalía en el perfil longitudinal del río Guadalentín.
- Es una zona de cizalla con estructuras internas relacionadas con la interacción de distintos sistemas de fracturación (dúplex de desgarre compresivo, abundancia de planos P y planos R) que implican un grado de madurez importante (Tchalenko, 1970; Woodcock y Fisher, 1986).

#### -B: Corredor Sur de Lorca:

- Ha presentado movimientos de tipo inverso y de desgarre sinistoso con cabeceos superiores a 25° desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario. Estos cabeceos superiores son coherentes con una orientación del plano de falla algo menos norteada que la del CNL.
- No controla relieves importantes. Solo relieves locales de escala decamétrica y edad postpliocena.
- No presenta una estructuración interna asociada a la cizalla que indique un grado de madurez significativo. En este sentido, la banda de máxima deformación presenta menor espesor que la observada en el CNL, hecho este evidente a escala cartográfica.

- Se trata de una zona de cizalla incipiente que no comenzó a actuar hasta el Messiniense superior o Plioceno.
- El control que ejerce, tanto en las ramblas que atraviesan su traza como en la migración que ha provocado del cauce del río Guadalentín hacia el SE desde el Pleistoceno inferior, evidencian la continuidad de su actividad de componente vertical y horizontal a lo largo del Cuaternario.



**ABRIR CAPÍTULO 2.5**





**ABRIR CAPÍTULO 2.4**



*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

## **2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM**

- 2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica
- 2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca
  - 2.5.2.1. Afloramiento de la Rambla del Buitre
  - 2.5.2.2. Afloramiento del trasvase
  - 2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL
  - 2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada a la CSL
- 2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca
  - 2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL
  - 2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación. Surgencia del Cortijo del Roser
  - 2.5.3.3. Discusión sobre la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones. Intervalos de recurrencia
  - 2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL
  - 2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL



## 2.5. *Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM*

En el transcurso de los estudios de análisis estructural a escala de afloramiento se han identificado varias estructuras y deformaciones en depósitos aluviales cuaternarios que podrían asociarse a deformaciones puntuales ocasionadas por reactivaciones de carácter sísmico de las fallas principales del sector Lorca-Totana de la FAM. Es decir, estructuras y deformaciones cosísmicas.

A lo largo de este capítulo se presenta el análisis e interpretación de los caracteres paleosísmicos que se han identificado en este sector. Caracteres que aportan datos a la hora de caracterizar la FAM como fuente sismogénica. La interpretación de estos datos paleosísmicos, junto con los datos de carácter cinemático y dinámico durante el período neotectónico, hasta ahora obtenidos, serán combinados para la interpretación del campo o campos de esfuerzos activos en este sector.

### 2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica

En la Tabla II se muestra la clasificación jerárquica de caracteres paleosísmicos propuesta por Mcalpin y Nelson (1996), basada en la utilizada por Solonenko (1970) y Nikonov (1995). Hemos ampliado esta clasificación con la adición de algunos caracteres. En dicha clasificación se estructuran los caracteres geológicos indicativos de paleosismicidad en tres niveles de jerarquía basados en su génesis, localización y momento de formación.

En función de su génesis se clasifican en: *primarios* (generados por la deformación tectónica) y *secundarios* (generados como respuesta a la vibración cosísmica). En función de su localización se clasifican en: caracteres generados en la zona de falla (y su entorno inmediato) y caracteres generados fuera de la zona de falla. Por último, cada carácter paleosísmico se clasifica en función de que se conserve como *expresión geomorfológica* o como *expresión estratigráfica*.

No han sido reconocidas en el sector Lorca-Totana caracteres paleosísmicos secundarios a excepción de deformaciones en sedimentos blandos de edades precuaternarias. Las litologías de los materiales cuaternarios son poco adecuadas para la formación de este tipo de caracteres. Sin embargo, son bastante frecuentes las estructuras primarias tanto en la zona de falla

como fuera de ella. En este sentido, se han estudiado varios afloramientos en los que pueden identificarse y medirse deformaciones primarias cosísmicas cuaternarias asociadas a la actividad de las zonas de desplazamiento principal tanto del CNL como del CSL. Asimismo, la acumulación de deformaciones cosísmicas producidas por el movimiento de la FAM han sido responsables de la formación y crecimiento de estructuras mayores con la consiguiente creación de importantes relieves asociados a dicha actividad.

Describiremos y analizaremos por separado las estructuras asociadas a cada uno de los dos corredores.

Tabla II

Tipos de caracteres indicadores de paleosismicidad en función de su génesis, localización y momento de formación. (Modificado de Mcalpin y Nelson (1996))

<b>PRIMARIOS</b>				
Nivel 1 : Génesis	<i>Sobre la falla</i>		<i>Fuera de la falla</i>	
Nivel 2 : Localización				
Nivel 3 : Tiempo	<u>Cosísmicos</u>	<u>Postsísmicos</u>	<u>Cosísmicos</u>	<u>Postsísmicos</u>
<b>EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA</b>	(1) -Escarpes de falla -Fisuras -Estrías -Pliegues -Crestas de presión -Valles colgados, obturados o decapitados.	(2) -Caracteres de (1) generados por las réplicas. -Cuñas coluvionales.	(3) -Superficies basculadas -líneas de costa elevadas -líneas de costa hundidas	(4) -Terrazas aluviales tectónicas. -Caracteres de (3) generados por réplicas -Reactivación erosiva fluvial en zonas levantadas. -Reactivación sedimentaria en zonas hundidas
<b>EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA</b>	(5) -Estratos fallados -Estratos plegados -Estratos rotados	(6) -Conos de deyección. -Rellenos de fisuras. -Discordancias (horizontes pre y postevento). -Mineralizaciones por reactivación de surgencias termales.	(7) -Depósitos de tsunamis	(8) -Discordancias erosivas y depósitos inducidos por levantamiento, subsidencia y basculamiento. -Secuencias estratigráficas de sedimentación catastrófica. -Secuencias de colmatación brusca. -Cambios de direcciones de paleocorrientes. -Creación de nuevos ciclos de suelos en zonas hundidas.
<b>ABUNDANCIA DE CARACTERES NO SÍSMICOS SEMEJANTES</b>	Escasos	Escasos	Algunos	Comunes

## SECUNDARIOS

Nivel 1 : Génesis

Nivel 2 : Localización

*Sobre la falla**Fuera de la falla*

Nivel 3 : Tiempo

CosísmicosPostsísmicosCosísmicosPostsísmicos

<b>EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA</b>	(9) -Volcanes de arena -Deslizamientos -Caídas de bloques -Árboles afectados	(10) -Deslizamientos retardados.	(11) -Volcanes de arena -Deslizamientos. -Caídas de bloques -Fisuras. -Subsidencia por compactación -Anomalías hidrogeológicas: activación/cese de surgencias	(12) -Deslizamientos retardados
<b>EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA</b>	(13) -Diques de arena -Estructuras de perturbación sinsedimentaria.	(14) -Sedimentos de lago o estuario de depósito repentino	(15) -Diques de arena. -Cráteres rellenos. -Deformación de sedimentos blandos -Nuevas surgencias de agua: materiales de precipitación -Cese de surgencias de agua: fosilización de sus productos.	(16) -Sedimentos de lago o estuario de depósito repentino. -Aumento brusco tasa de movilización de materiales (tasa de sedimentación)
<b>ABUNDANCIA DE CARACTERES NO SÍSMICOS SEMEJANTES</b>	Algunos	Muy comunes	Algunos	Muy comunes.

### **2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca.**

Se han estudiado los principales afloramientos generados por los cortes naturales producidos por la erosión de las principales ramblas que cruzan este corredor (Figs. 2-12, 2-34, 2-35 y 2-36). Las deformaciones más claras se observan en los materiales de las unidades PL, P y Qp que abarcan edades del Plioceno superior al - Pleistoceno superior. Estos materiales quedan preservados de la erosión en la estructura *pop down* hundida entre los dos corredores. Los depósitos más recientes de la unidad Qph (Pleistoceno superior-Holoceno) se depositaron fuera de la zona de cizalla, hacia el centro del valle del Guadalentín.

#### **2.5.2.1. Afloramiento de la Rambla del Buitre**

El primero de los afloramientos estudiados constituye prácticamente una trinchera natural debida al encajamiento de la Rba. del Buitre que corta perpendicularmente la traza del CSL (punto 3 de la Fig. 2-29A). Aprovechando esta circunstancia se realizó una cuadrícula de dos metros de lado sobre la pared del corte, limpiada previamente (Fig. 2-34). Sobre el mosaico fotográfico realizado de la cuadrícula, usando ésta como referencia de medida, se interpretaron las distintas unidades cuaternarias, las rupturas y las longitudes de los distintos saltos de falla que pueden observarse. La zona de falla esta formada por varias zonas de cizalla menores afectando al sustrato margoso messiniense, pero solo una de ellas corta los depósitos aluviales cuaternarios suprayacentes. Estos depósitos están además afectados por numerosas fracturas menores con escaso movimiento y por un basculamiento hacia el Noroeste asociado al arrastre del movimiento inverso de la falla principal. En el plano de desplazamiento principal se identifican dos direcciones de estrías (Fig. 2-34), una con cabeceo de 80° y otra posterior con un cabeceo de 50°. Ambas señalan una cinemática inversa con mayor o menor componente de desgarre sinistroso.

Se han identificado cinco unidades fluviales, con distinta deformación, (Fig. 2-34). El plano de desplazamiento principal está cortando a cuatro de ellas y puede medirse el salto de falla que

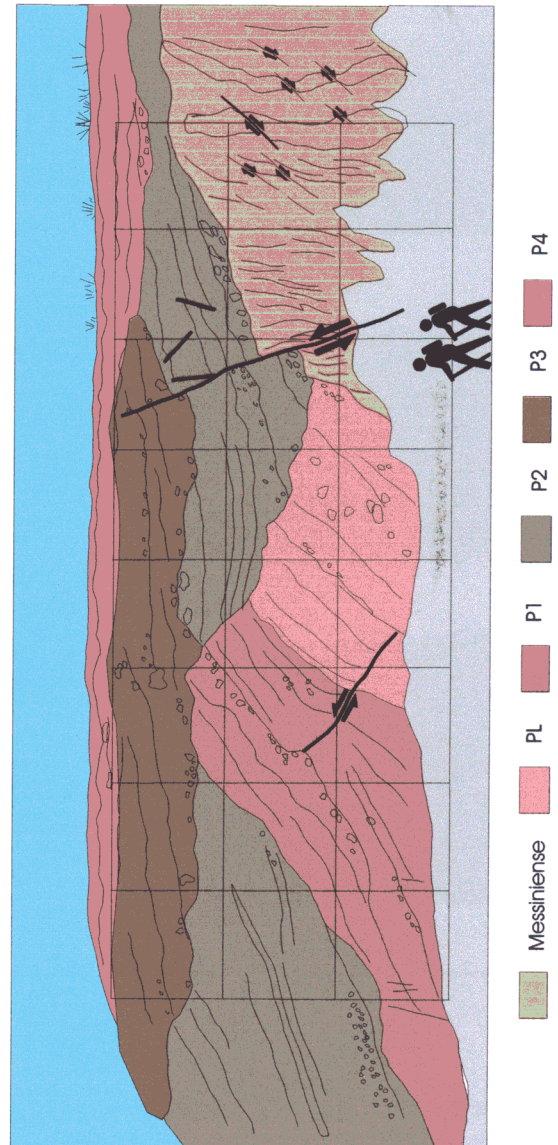
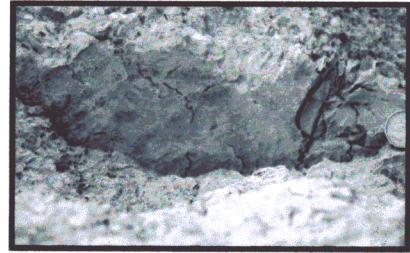
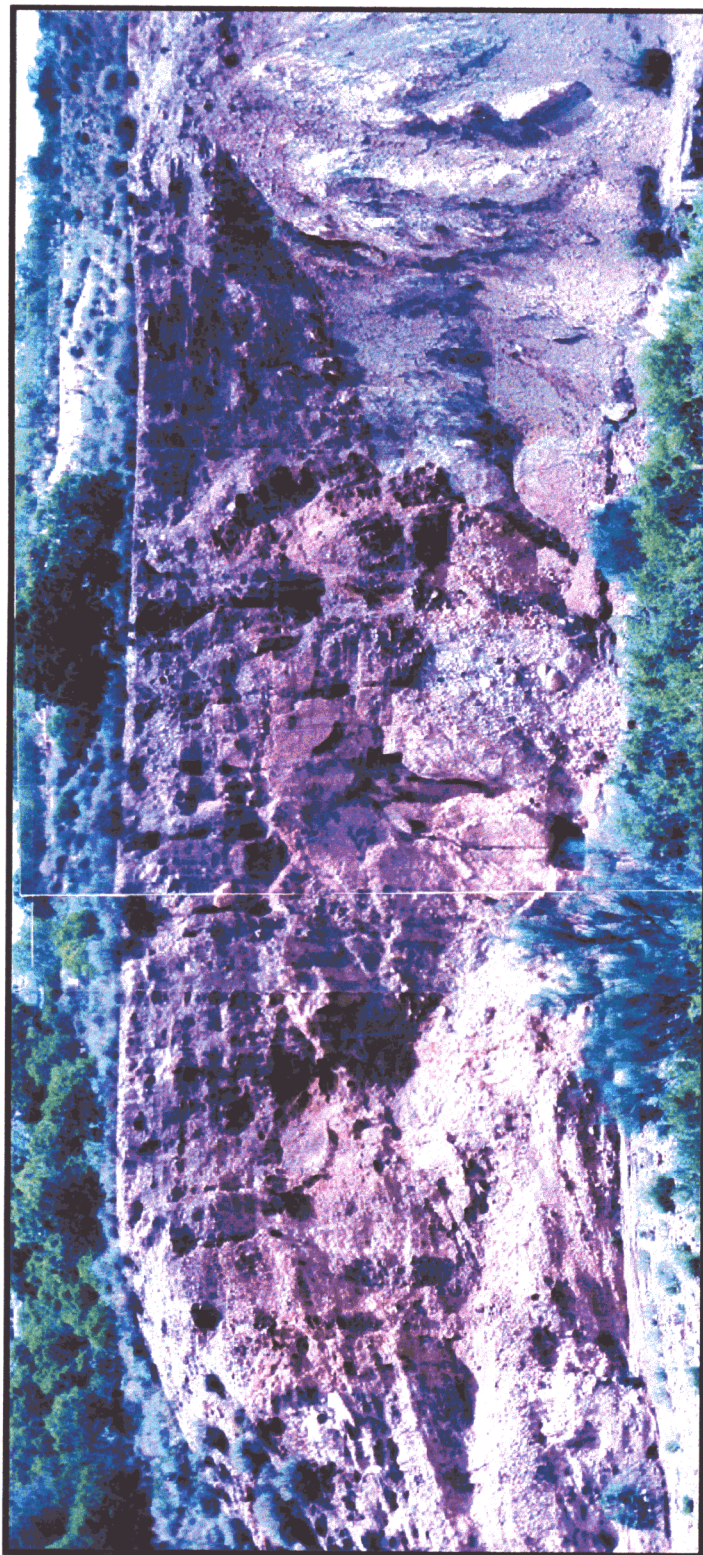
afecta a las bases de P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub>. La unidad Q<sub>5</sub> ya no está afectada.

PL es resto de una antigua terraza del río Guadalentín (ver capítulo 2.4.2.2). Las unidades P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> y P<sub>4</sub> están, compuestas por sucesiones de gravas arenas y limos rosados depositados por acumulación de abanicos aluviales. Todas ellas forman parte de la unidad P de edad Pleistoceno medio - superior. Todos estos materiales proceden de la erosión de la ST al NO del afloramiento (a la izquierda en la figura). No se llega a identificar ningún aporte procedente del bloque que se levanta al SE de la falla. Este bloque era rápidamente erosionado y quedaba cubierto por el siguiente abanico.

La interpretación realizada de esta trinchera natural (Fig. 2-35) permite identificar un salto inverso de 43 cm que afecta a P<sub>3</sub> como el último evento sísmico con ruptura superficial acaecido en esta falla. El salto que afecta a P<sub>2</sub> es de 85 cm. Si le restamos el salto en P<sub>3</sub> se queda en 42 cm, es decir, estamos ante dos eventos sísmicos de tamaño similar. Las unidades PL y P<sub>1</sub> no aparecen en contacto con el plano de falla por lo que no es posible medir el salto de falla que afecta a cada una. Para realizar una estimación indirecta, hemos tenido en cuenta que en el bloque hundido los buzamientos ocasionados por el arrastre de la falla van progresivamente en aumento a medida que las capas van acumulando deformación. P<sub>4</sub> aparece horizontal, pero a medida que descendemos en las unidades se produce una acumulación de entre 8 y 10 grados de buzamiento en cada una.

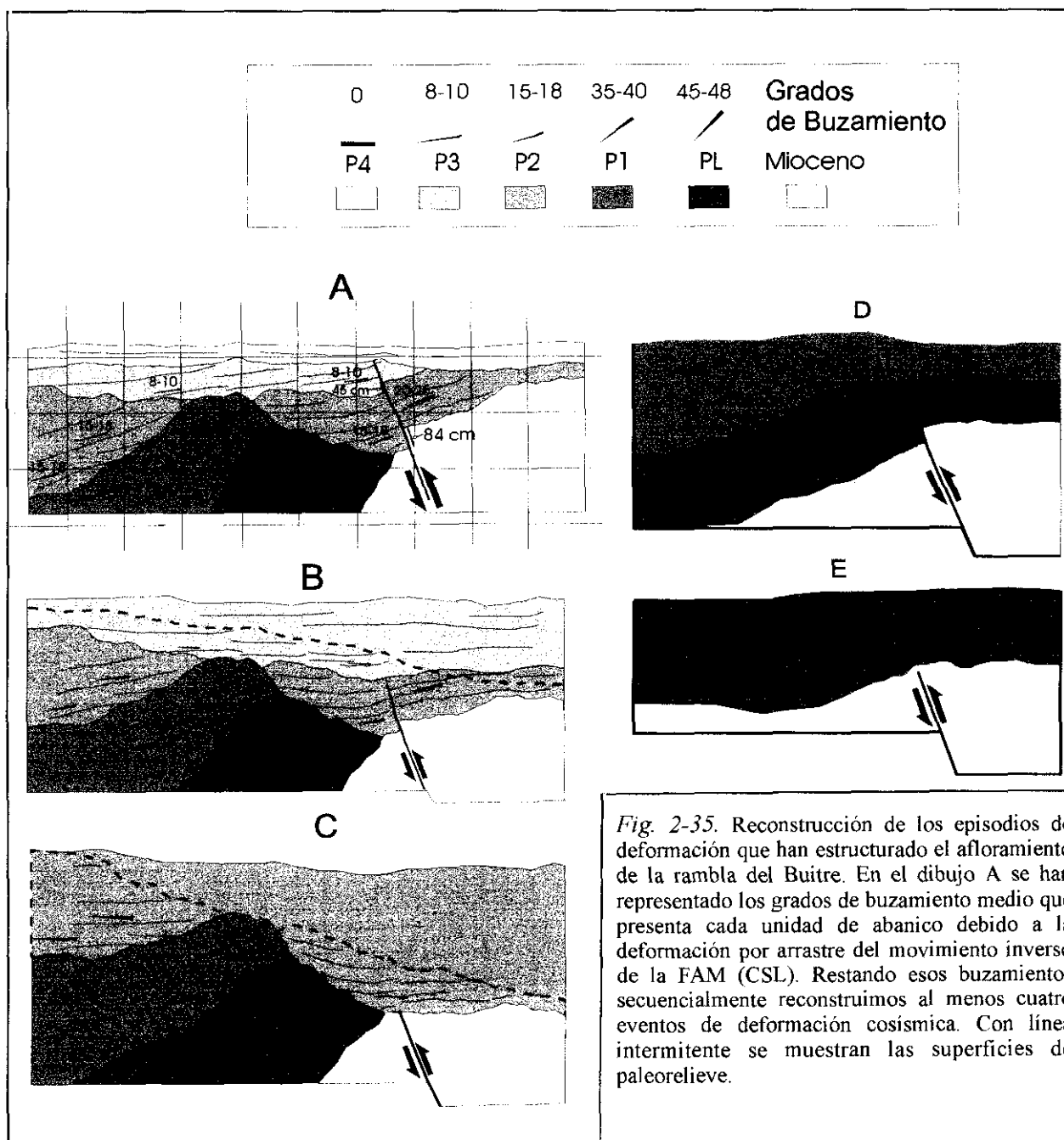
Se ha marcado sobre cada unidad fluvial el buzamiento medio que presentan los niveles de depósito originalmente horizontales en las proximidades de la falla. Si asumimos que entre las unidades P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> hay una diferencia de 8-10 grados y entre ellas identificamos un evento paleosísmico, podemos inferir un evento similar previo al depósito de P<sub>2</sub> y otro previo al depósito de P<sub>1</sub>. Si desrotamos la estructura a intervalos de 9° para cada paleoterremoto podemos reconstruir la estructuración previa, tal y como se aprecia en la figura citada. A partir de esa reconstrucción podemos deducir que la ocurrencia de cuatro paleoterremotos con un salto vertical en el plano de falla de aproximadamente 40 cm cada uno que explica de modo coherente la estructura que observamos en este afloramiento.





**Fig. 2-34.** Fotografía y esquema interpretativo del afloramiento de la rambla del Buitre. Se observan hasta cinco unidades de depósito cuaternario con distinto grado de deformación. La actividad de la FAM (CSL) ha cortado a todas las unidades excepto la más reciente. (Explicación en texto). Sobre el afloramiento vertical de la pared de la rambla se representa la cuadrícula realizada para la interpretación de la estructura. M: margas y yesos messinienses. PL: resto de terraza fluvial (Plioceno sup. Pleistoceno inf.); P1-4: depósitos de abanico aluvial (Pleistoceno medio-sup.). Junto al esquema interpretativo: detalle los dos tipos de estrías sobre el plano de falla.





*Fig. 2-35.* Reconstrucción de los episodios de deformación que han estructurado el afloramiento de la rambla del Buitre. En el dibujo A se han representado los grados de buzamiento medio que presenta cada unidad de abanico debido a la deformación por arrastre del movimiento inverso de la FAM (CSL). Restando esos buzamientos secuencialmente reconstruimos al menos cuatro eventos de deformación cósmica. Con línea intermitente se muestran las superficies de paleorelieve.

Podría pensarse que una variación tan escasa de grados en el buzamiento pudiera llegar a confundirse con la estructuración sinsedimentaria del depósito (paleocanales o pendiente deposicional elevada en un medio como éste). Sin embargo, tan solo a 15 m al Noroeste del plano de falla se observan los materiales de las unidades  $P_2$  a  $P_4$  completamente horizontales o con una ligera pendiente no superior a  $3^\circ$  hacia el SE. Solo se presentan variaciones en los buzamientos de los niveles deposicionales en el relleno de pequeños paleocanales. Estas

anomalías pueden identificarse y diferenciarse de la deformación asociada a la falla. De hecho, en la reconstrucción realizada se identifican buzamientos anómalos en la unidad  $P_2$  asociados al relleno de un surco en el paleorelieve que se formó sobre  $P_1$ .

Por otra parte, a una escala más regional hay que hacer notar que cuatro saltos de 40 cm (total de 160 cm) no es suficiente para explicar el levantamiento neto del bloque situado al SE de la falla durante el Pleistoceno y el Holoceno. En ese

bloque se conservan algunos cerros testigo coronados por restos de unidades correlacionables con  $P_3$  y  $P_4$  dispuestas en discordancia directamente sobre el mioceno margoso (figs. 2-17 y 2-21). Comparando la cota a la que se encuentran estos restos con la que aparecen en el corte de la rambla, se necesita un salto absoluto próximo a 15 m para reconstruir la conexión de los depósitos a un lado y otro de la falla. Ello requiere la consideración de dos hechos:

-A: Por un lado, la deformación de carácter continuo asociada a cada evento en forma de flexión de las capas. En efecto, debido a la erosión que sigue a cada activación de la falla es difícil medir el salto vertical neto asociado a la flexión, pero haciendo una extrapolación parecen superar el metro para cada evento.

-B: Por otro lado, hay que considerar la existencia de otros planos de falla activos en la zona de falla del CSL situados al Sur de la zona de desplazamiento principal. Estos planos han debido sumar sus desplazamientos a los del plano de falla analizado anteriormente. Al Sur del CSL la erosión ha desmantelado la práctica totalidad de los depósitos cuaternarios, por lo que es muy difícil demostrar la existencia de estos planos de falla activos adicionales. Sin embargo, de modo indirecto puede inferirse su existencia. El cerro testigo de cuaternario que se observa en el corte geológico de la Fig. 2-17 puede correlacionarse con la unidad  $P_4$  del corte de la Rba. del Buitre. En ese cerro el nivel de gravas aparece 13 metros por encima de la cota a la que se encuentra en el corte de la rambla.

Del análisis de este afloramiento pueden resumir las siguientes conclusiones:

- Se identifican un mínimo de cuatro eventos sísmicos con ruptura superficial y un salto mínimo por evento (sin considerar la deformación continua) de 40 cm ocurridos durante parte del Pleistoceno superior. No poseemos dataciones absolutas con las que poder deducir el intervalo de tiempo durante el cuál se produjeron.
- Se puede correlacionar el buzamiento de cada unidad sedimentaria junto al plano de falla con el número de eventos con ruptura superficial que han sufrido. La inclinación media que produce cada evento es de 8-10°.
- El desplazamiento total en la vertical durante el Pleistoceno y el Holoceno asociado al

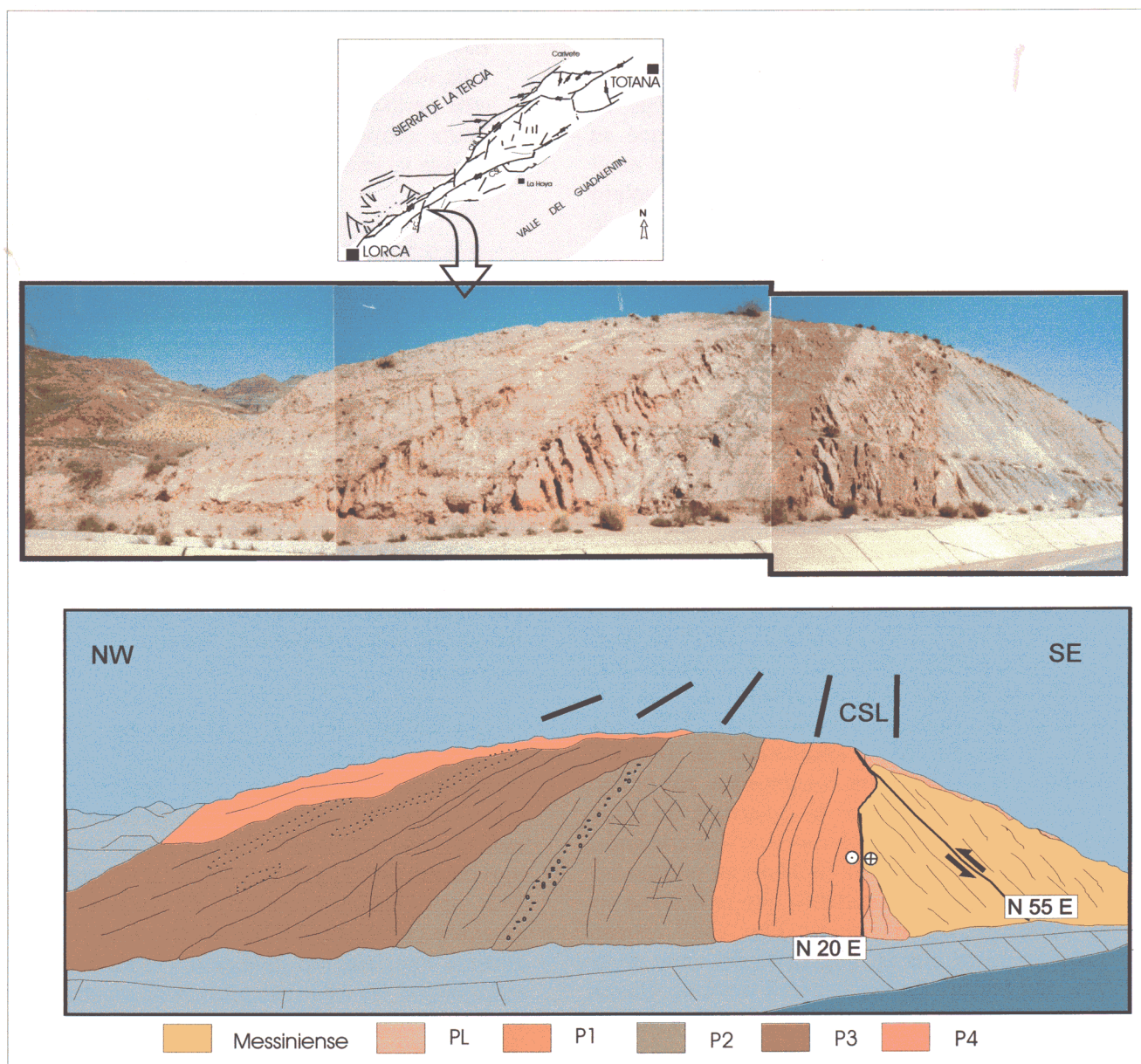
movimiento del CSL supera los diez metros. Esto requiere la existencia de otros planos de falla subordinados a principal, activos durante este período en el interior del corredor. La fuerte erosión al Sur de la ZDP del CSL impide su identificación.

### 2.5.2.2. Afloramiento del trasvase

Casi 1 Km al Oeste del afloramiento que acabamos de analizar, el trasvase Tajo-Segura corta al CSL formando un talud en el que vuelven a aflorar cinco unidades sedimentarias fluviales afectadas en distinto grado cada una por la actividad de la falla principal del corredor (Fig. 2-36). En este caso, como vemos al observar la posición de este afloramiento en el mapa 4, estamos en la zona de intersección de dos fallas activas durante el Cuaternario: el plano de falla principal del CSL y una falla N 20 de desgarre sinestroso con componente vertical (falla de Carraclaca).

Las unidades  $PL$  a  $P_4$ , distinguidas en dicho afloramiento, son correlacionables con las identificadas en la Rba. del Buitre. En el afloramiento del trasvase el resto de terraza de la unidad  $PL$  aparece verticalizado por el movimiento inverso de la falla. Al igual que en la Rba. del Buitre presentan un basculamiento creciente con la edad. Pueden identificarse cinco eventos que han ido sumando buzamientos a cada unidad. En este caso además de identificarse un evento más, la diferencia de inclinación entre cada unidad es casi el doble, aproximadamente 20 grados. En el bloque levantado por la falla se observan restos de  $PL$  más de 15 m por encima de la cota que presentan en el bloque hundido al Norte.

A escasos metros de este afloramiento, en el corte opuesto del trasvase (Fig. 2-20), se vuelven a observar los mismos materiales, en este caso deformados por la falla de Carraclaca. En él se observa más claramente el pliegue en rodilla que genera la componente inversa del movimiento de la falla. También se observa la componente de desgarre sinestroso que aísla un lentejón de  $PL$  rodeado por margas messinienses. El salto vertical que afecta aquí a la unidad  $PL$  es de difícil cuantificación pero sin duda superior a 5 m. Además, hacia el Oeste (izquierda en la Fig. 2-20) dicha unidad va subiendo de cota progresivamente hasta situarse más de 10 m por



**Fig. 2-36.** Fotografía e interpretación estructural de los abanico aluviales cuaternarios deformados por la actividad de la FAM (CSL) en el afloramiento del trasvase. La discordancia progresiva en los depósitos de abanico está generada, además de por la actividad de la FAM, por la actividad sinestrosa de la falla N 20 de Carralaca (FC). Sobre el esquema estructural se han dibujado cinco líneas, cada una de ellas con el buzamiento de cada unidad sedimentaria, que muestran claramente el progresivo aumento de buzamiento asociado a la suma de deformaciones ocasionadas por la actividad de las fallas. PL: antigua terraza del Río Guadalentín (Plioceno Sup-Pleistoceno Inf?). P1-4: abanicos aluviales Pleistoceno medio-superior ?.

encima del trasvase.

Si consideramos correlacionable el grado de inclinación de las capas causado por el arrastre de la falla principal del CSL, con el número de eventos sufridos, y suponiendo la repetición de rupturas de magnitud semejante a las observadas en la Rba. del Buitre, este tramo del CSL habría estado sometido a un mayor número de eventos. Sin embargo, la cercanía, posición estructural,

equivalencia de los materiales afectados y geometría de deformación, parecen indicar que se trata de los mismos paleoseísmos identificados en aquella rambla.

Por otra parte, el hecho de encontrarnos en la zona de intersección de dos fallas claramente activas durante el Pleistoceno, puede explicar este mayor grado de deformación. Estaríamos en una zona de solape de eventos paleosísmicos de

dos fallas activas diferentes. De hecho, en el mapa 4 se aprecia claramente que este punto puede constituir una barrera para las rupturas de ambas fallas. Los movimientos de la falla de Carralaca que afectan al Pleistoceno finalizan en el punto de intersección con el CSL y no siguen hacia el Norte. Asimismo, la actividad pleistocena del CSL no se transmite con la misma intensidad hacia el Oeste de la citada intersección.

Del análisis de este segundo afloramiento deducimos que los eventos paleosísmicos asociados al CSL, identificados en la Rba. del Buitre tienen continuidad lateral. Su continuidad lateral esta condicionada por la interacción con fallas N 20 E. La zona de interacción presenta un mayor grado de deformación que puede relacionarse con un solape de movimientos y deformaciones asociados a ambas fallas.

#### 2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL

Las deformaciones descritas en los dos afloramientos pueden continuarse lateralmente a lo largo de casi todo el CSL. Al Noreste de la Rba. del Buitre la deformación de los abanicos pleistocenos de las unidades **P** y **Qp** es semejante en grado y geometría, hasta las proximidades de la Rba. del saltador (mapa 4). Más hacia el este la traza del CSL interfiere con una falla NO-SE que provoca la elevación de un bloque de mioceno, limitado por fallas, al Oeste de La Hoya.

En la parte media del corredor los abanicos de la unidad **Qp** del Pleistoceno sup. (abanicos del Saltador y de la Salud) están también deformados aunque con distinta intensidad. Estos abanicos son posteriores a los de la unidad **P<sub>4</sub>** de los afloramientos anteriormente analizados. Se puede suponer para ellos una edad Pleistoceno superior alto: post Riss y pre Würm (capítulo 2.5.2.2). No se encuentran rotos pero están afectados por una flexión cuya amplitud indica un salto vertical acumulado de la falla principal del CSL entre 1 y 8 m (ver fotografías de la Fig. 2-37).

El círculo negro sobre la traza del CSL al Oeste de la Rba. del Saltador, que se ha señalado con un 2 en la Fig. 2-29, señala el punto a partir del cual disminuye bruscamente el salto vertical hacia el este. Estaríamos en un límite de

segmento. De un modo bastante brusco, el abanico del saltador pasa de estar levantado por la falla 8 m. a solo 1 m. Cambios de este tipo se observan más al este y han sido utilizados para realizar una segmentación de detalle del CSL.

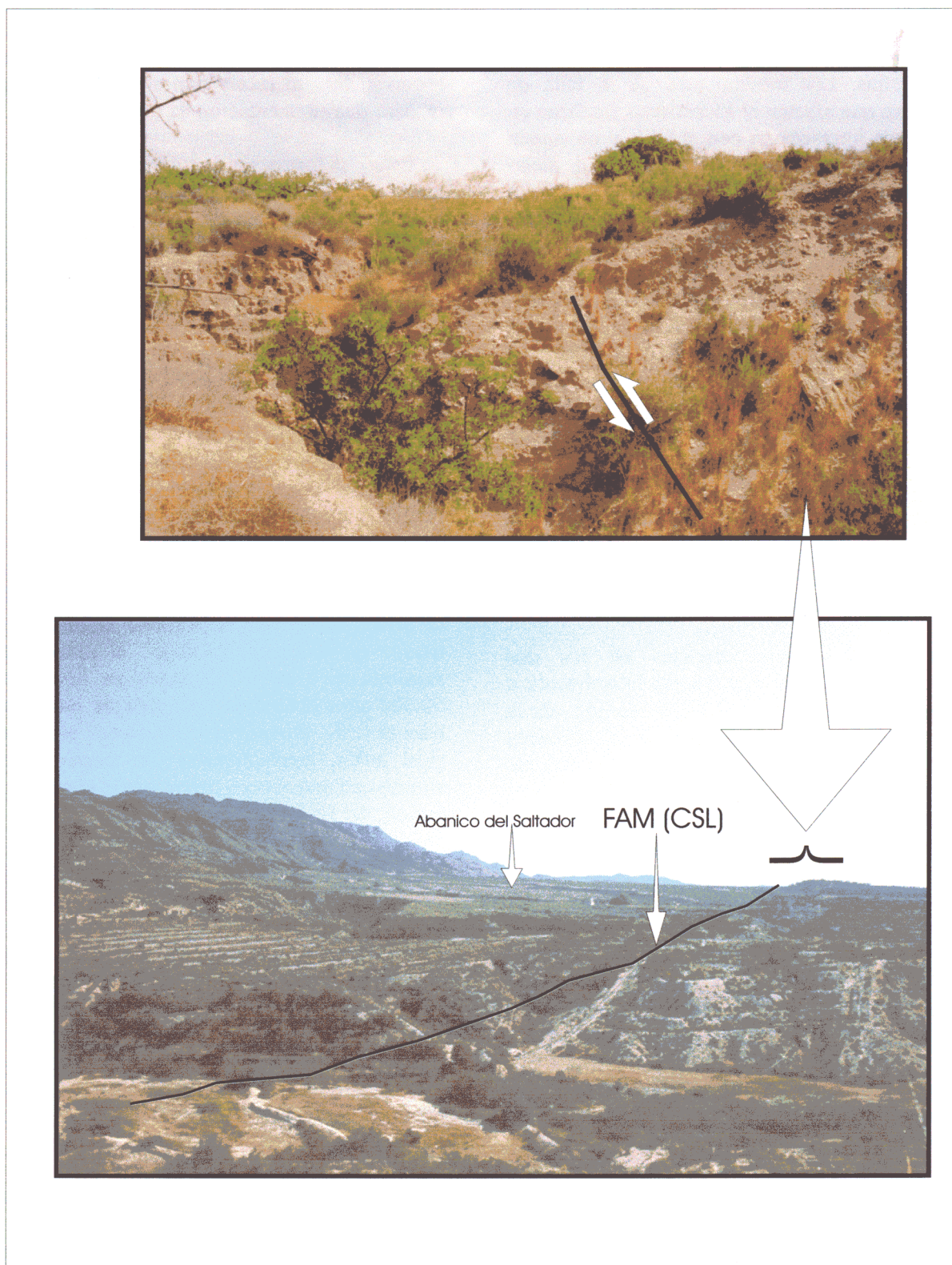
Esta deformación confirma además la existencia de eventos posteriores a los identificados en la rambla del Buitre. También apoya la idea antes expresada de que no podemos hablar de un único plano de falla activo en el interior de este corredor, sino que se pueden ir activando para cada evento planos diferentes. Por ello en la Rba. del Buitre no aparecen deformadas las últimas capas de la unidad **P<sub>4</sub>**.

El relieve generado por estos saltos al Sur de la zona central del CSL está profundamente acarcavado y su erosión generó depósitos de rambla a su vez disectados por la red fluvial. La erosión de éstos generó aportes a los abanicos de la unidad **Qph** (tercera unidad deposicional) de edad Pleistoceno superior-Holoceno. Esto constriñe de manera importante el intervalo de tiempo en el que se produjo el salto vertical máximo de 8 m. Si tomamos un intervalo de 50.000 años obtenemos una tasa de movimiento para el CSL durante el Pleistoceno superior de 0.16 m/Ka, considerando un vector deslizamiento con un cabeceo semejante al observado en la Rba. del Buitre.

#### 2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada la CSL

La evolución pleistocena de la dinámica tectosedimentaria en un perfil transversal, obtenida a partir de la disposición cartográfica de los materiales, así como de las estructuras de deformación de carácter local, (capítulo 2.4.4) mostraba que el CSL ha actuado de forma continuada durante el Pleistoceno controlando el límite Sureste del *pop down* que se ha ido hundiendo progresivamente durante el Cuaternario (Fig. 2-21). Cada uno de los eventos paleosísmicos observados contribuye a la progresión de este proceso. Cada episodio de levantamiento del bloque situado al Sur del CSL reactiva la erosión de los abanicos aluviales que lo cubrían, para ser posteriormente cubierto de nuevo por abanicos más modernos. Esto es una muestra la rapidez de la dinámica tectosedimentaria de esta zona y la gran influencia que la tectónica presenta en la aceleración de los procesos erosivos.





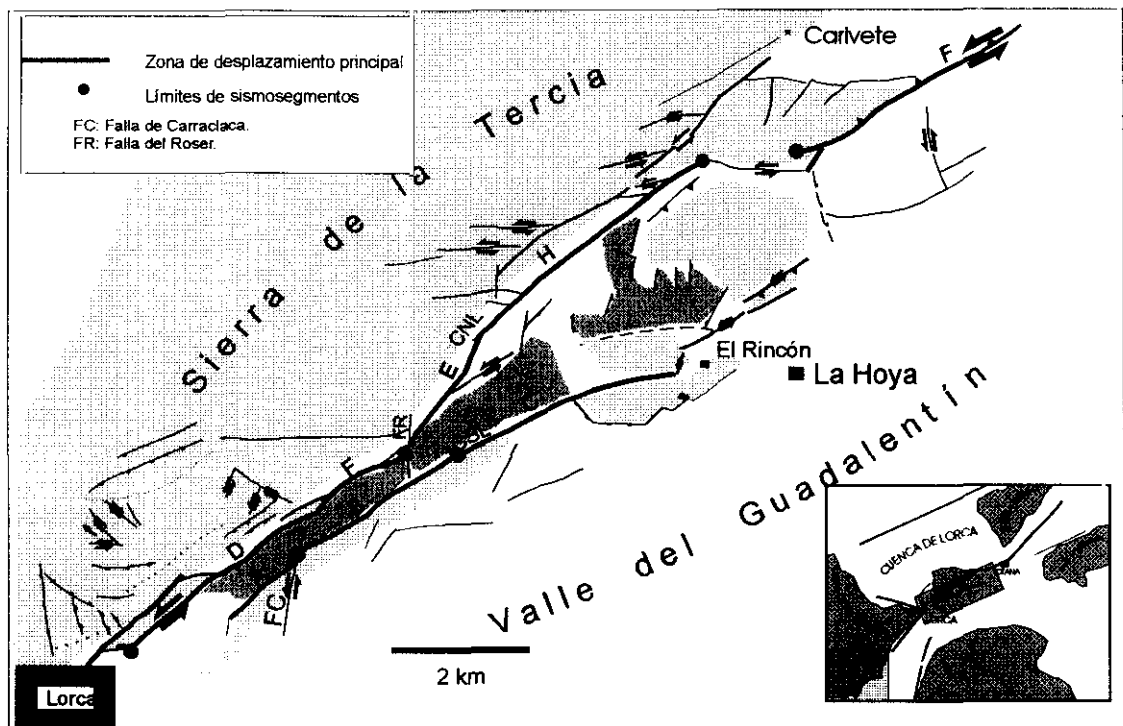
**Fig. 2-37.** En la fotografía inferior se observa una vista general del abanico del Saltador procedente de la sierra de la Tercia (izquierda en la foto). A mitad de la superficie del abanico, la FAM (CSL) deforma el abanico generando el pliegue de la fotografía superior. En el bloque levantado por la falla apenas se conservan 2 m de depósitos pleistocenos, mientras que al norte de ella la potencia supera los 15 m. En la fotografía superior puede apreciarse un detalle del plegamiento generado por la falla en los últimos depósitos del abanico del pleistoceno superior.

Las características paleosísmicas identificadas a lo largo del CSL nos permiten llegar a las siguientes conclusiones acerca de la caracterización de este accidente como fuente paleosismogénica:

- Se identifica un tramo de 7 Km de longitud en el CSL, en el que los abanicos aluviales pleistocenos están deformados por saltos de componente inversa. Este *segmento* se extiende desde la intersección del CSL con la falla de Carraclaca (FC) al Oeste, hasta El Rincón al este (ver mapa 4). El diferente grado de deformación de los abanicos de la unidad Qp nos permite distinguir tres subsegmentos (A, B y C) (Fig. 2-38).
- Se ha interpretado la repetición durante el Pleistoceno superior y probablemente también durante el Holoceno, de un terremoto característico con un desplazamiento mínimo por evento de 40 cm.
- La ausencia de dataciones absolutas de los depósitos pleistocenos y posiblemente holocenos deformados hace problemática la obtención de una tasa de movimiento exacta para el CSL.

La zona de intersección entre el CSL y la FC correspondería con una zona límite de segmento. Las rupturas en el CSL no se propagan hacia el Oeste y la deformación pleistocena causada por la FC tampoco cruza hacia el Norte la traza del CSL. El mayor grado de verticalización que presentan en esta zona puede explicarse por el solapamiento de las deformaciones asociadas a cada falla.

Si consideramos la deformación que presentan las últimas formaciones aluviales descritas en los afloramientos de la rambla del Buitre y del trasvase de edad Pleistoceno superior (techo de la unidad P o primera fase deposicional de Silva (1994)), y el intervalo de tiempo abarcado por el depósito de las unidades P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> fuese de 100.000 años (considerando una tasa de sedimentación reducida), podemos obtener una tasa de deslizamiento en la vertical de 0.15 m/Ka. Esta solo sería una componente de la tasa absoluta. Considerando una estría de 50° de cabeceo obtenemos una tasa de deslizamiento inverso-direccional mínima de 0.23 m/Ka. El resto de materiales cuaternarios está ausen-



**Fig. 2-38.** Esquema estructural del sector Lorca-Totana de la FAM, en el que se señalan los límites de segmentos menores más significativos (puntos negros) identificados en el estudio de campo de las zonas de falla de los corredores CNL y CSL. La mayoría de ellos corresponden con cambios de orientación de la zona de falla y con intersecciones de fallas secundarias.

te por erosión al Sur del CSL. Esto probablemente haga que el valor de salto considerado sea inferior al real. La tasa que se infiere de la deformación que afecta a los abanicos de la unidad **Qp** en la zona central del segmento se sitúa en valores semejantes: 0.16 m/Ka. Hay que recalcar que los tiempos utilizados para la obtención de estas tasas se han considerado de un modo relativo.

- Es probable la existencia de varios planos de deslizamiento paralelos en el interior de la zona de falla, activos durante el Cuaternario.
- Utilizando los movimientos deducidos anteriormente en este corredor, se puede inferir un intervalo de recurrencia promedio de eventos con ruptura superficial entre 75.000 y 25.000 años en función de que consideremos los primeros depósitos aluviales de la unidad **P** en la parte media o en la parte superior del Pleistoceno medio.
- Como conclusión final reiteramos que todos los valores deducidos se refieren únicamente la zona de desplazamiento principal del CSL. La zona sometida a cizalla tiene un anchura que en ocasiones llega a decenas de metros. Es palpable la existencia de otros planos de deslizamiento paralelos y activos durante el Cuaternario. Por tanto los valores obtenidos deben tomarse siempre como una estimación a la baja de los valores reales de todo el corredor.

### 2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca.

El estudio paleosísmico del CNL resulta algo más dificultoso que el realizado en el CSL. Este corredor controla el borde Sureste de la ST de ahí que los abanicos aluviales procedentes de la erosión de la sierra no lo cubran del mismo modo que al CSL. El elevado grado de erosión hace que buena parte de su traza esté exhumada y solo se conserven depósitos cuaternarios implicados en la zona de falla en determinados sectores.

A la hora de estudiar posibles estructuras de deformación cosísmicas de edad cuaternaria se realizó una búsqueda exhaustiva en la banda de materiales neógenos y cuaternarios adosados a la traza del CNL.

Se distinguieron dos afloramientos especialmente interesantes. Uno en los alrededores del cortijo del Roser y otro en los alrededores de las antiguas termas romanas de Carraclaca. En ambos afloramientos se producen surgencias de aguas cargadas de minerales, principalmente carbonatos y sulfuros, que surgen aprovechando los planos de cizalla. Estas aguas a lo largo del Cuaternario han ido precipitando carbonato cálcico en forma de travertinos laminares y de cascada que cubren la zona de falla. En ambos afloramientos la falla principal del CNL está plegando depósitos del edad probable Pleistoceno medio. Este plegamiento parece asociado a reactivaciones puntuales (paleosísmicas) del CNL.

Unos depósitos travertínicos se encuentran implicados en la deformación producida por la falla, mientras que otros no, de modo que constituyen buenos marcadores de la edad de la actividad de la falla. Esto, unido a la susceptibilidad de datación que presenta este tipo de depósitos, nos llevó a investigar su aplicabilidad para la identificación y datación de deformaciones paleosísmicas.

En zonas, a priori, más estables que ésta ha sido ya utilizada la datación absoluta de espeleotemas y travertinos, mediante el método del Torio-Uranio, para datar posibles eventos paleosísmicos (Bini et al., 1992). Asimismo, se han realizado numerosos trabajos, aunque con aplicaciones diversas a la neotectónica, basadas en estudios geocronológicos de distintos afloramientos travertínicos en el Sur de la península Ibérica, con resultados isotópicos bastante buenos (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989; Díaz del Olmo et al., 1992; Durán et al., 1988; Durán, 1989). Todo nos ha llevado a realizar un ensayo de aplicación de estas dataciones para la cuantificación de la actividad reciente de la FAM y así poder abrir además una línea para futuras aplicaciones de esta metodología en afloramientos semejantes en la región. Para ello, y debido al escaso número de dataciones que era posible realizar, seleccionamos para el estudio el afloramiento de los baños de Carraclaca. Este estudio se presenta bajo el epígrafe: *Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL.*

Utilizando los resultados y conclusiones de este ensayo se continuará la exposición del



estudio paleosísmico del CNL con estos dos subcapítulos:

*Continuidad lateral de la deformación a lo largo del CNL. Surgencia del Cortijo del Roser*

*Naturaleza sísmica o asísmica de la deformación. Intervalos de recurrencia.*

A raíz de las conclusiones obtenidas de estos capítulos, se analizarán las implicaciones y la extrapolación que puede hacerse de los datos obtenidos de los afloramientos locales, a una escala más regional. Estas observaciones son utilizadas para la explicación de la génesis y evolución de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Este estudio se presenta bajo el epígrafe: *Formación y crecimiento la Sierra de La Tercia asociada a la repetición de ciclos sísmicos de deformación.*

En este capítulo, por tanto, trataremos la actividad paleosísmica del CNL a dos escalas diferentes, a una escala de afloramiento y a una escala regional en función del crecimiento de estructuras de dimensiones kilométricas asociadas al movimiento de la zona de falla.

#### 2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL

En las antiguas termas de Carraclaca (Fig. 2-17) aparecen travertinos intensamente deformados. Los travertinos aparecen recubriendo a modo de cascadas materiales tortonienses y cuaternarios, y aun hoy en día se aprecia el proceso de precipitación química (Fig. 2-39). Sobre varias muestras de estos travertinos se ha ensayado la datación por medio del método Torio-Uranio.

En el capítulo 1.7.2.1 se explicó la base teórica en que se fundamenta este tipo de datación y su aplicabilidad a esta zona. A continuación discutimos la validez del mismo y el proceso de aplicación seguido.

#### **-A: Discusión sobre la validez de las edades obtenidas por este método**

Para que las edades obtenidas a través de las ecuaciones que controlan este proceso (descritas en el capítulo 1.7.2.1) sean válidas, la cantidad de Th<sup>230</sup> (que es el reloj propiamente dicho) debe

ser inicialmente nula. Hay procesos que incorporan Th del exterior ya sea después de la precipitación del CO<sub>3</sub>Ca o bien inicialmente. Estos procesos tienden a falsear la edad aumentándola. El Th externo puede tener distintas procedencias:

-1: Th producido por el U<sup>234</sup> de la roca encajante o de las rocas de cobertera. El Th sale de su matriz, se fija en un coloide y desciende. En el caso de travertinos el problema de las rocas de cobertera es mucho menor.

-2: Th<sup>230</sup> de las partículas arcillosas que se forman como producto de la desintegración del U<sup>234</sup> contenido en las arcillas. Las impurezas que transportan el Th<sup>230</sup> además contienen Th<sup>232</sup> (llamado Th detrítico) que es la cabeza de otra familia radiactiva. De este modo, se utiliza la relación (Th<sup>230</sup>/Th<sup>232</sup>) como índice de la pureza isotópica de la muestra. Se consideran aceptables valores superiores a 20 (Quinif, 1989). Ya adelantamos que los valores de las muestras utilizadas oscilan entre 41.2 y 197.

#### **Apertura del sistema geoquímico**

El hecho de encontrarnos en un ambiente subaéreo no significa, como muchas veces se sobreentiende erróneamente, que estemos en un sistema geoquímico abierto a la escala de una muestra. En este sentido, a la hora de valorar la validez de los resultados hay que hacer notar lo que se entiende por sistema geoquímicamente cerrado.

Una vez que se forma el cristal de carbonato cálcico es necesario que no entren ni salgan isótopos. Si entra Th<sup>230</sup> la edad final será mayor que la real. Si entra U<sup>234</sup> se producirá un rejuvenecimiento de la muestra. El U<sup>234</sup> puede salir por disolución. En el caso de los espeleotemas por inundación de las galerías por aguas corrosivas. En el caso de los travertinos, por crecidas de cauces subaéreos que cubran los cuerpos travertínicos. El desplazamiento de isótopos está condicionado por las propiedades químicas del agua circulante y por la naturaleza del carbonato (porosidad y permeabilidad). Las muestras más adecuadas serán aquellas con muy baja permeabilidad.

La entrada o salida del Th es bastante más difícil debido a su gran insolubilidad. La calcita



**Fig. 2-39.** Fotografía del entorno de los baños de Carraclaca. Se observan los travertinos en cascada derramando en varios niveles escalonados en la pared de encajamiento de la rambla del Pintado. A la derecha se observa el pliegue en rodilla formado por la actividad de la FAM.

debería ser muy porosa para poder captar el Th incluido en las partículas arcillosas en forma de coloide.

Otro proceso que interfiere en las propiedades intrínsecas de la calcita es la recrystalización. Sin embargo, este proceso implica una movilidad de los elementos a una escala menor que la de la propia muestra, por lo que el sistema, a efectos de la datación de la muestra permanece cerrado.

Por último, cabría citar las modificaciones que pueden producirse durante el proceso de cuantificación de los elementos en el laboratorio (Quinif, 1989).

En el caso de los depósitos travertínicos, que son los que nos interesan, desde el momento en que precipita el  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , si no se produce disolución y recrystalización en el interior de la capa y si esta, por los motivos que sea (ya sean climáticos o tectónicos), queda por encima del nivel de circulación de los fluidos mineralizantes, podemos considerar que el sistema queda cerrado.

Un estudio petrológico y morfológico al microscopio nos permite diferenciar posibles disoluciones, zonas recrystalizadas de las de

precipitación primaria, así como la identificación de impurezas que podrían aportar Th ó U indeseables para la datación. Esto lo podemos realizar mediante la identificación de anillos de indeseables para la datación. Esto lo podemos realizar mediante la identificación de anillos de óxido-reducción, modificaciones de la textura cristalina, zonas decoloradas...etc.

A modo de resumen, a la hora de muestrear una zona travertínica deberemos analizar los siguientes aspectos:

- 1: Situación de la muestra. Los travertinos elevados pueden estar más fácilmente a salvo de inundaciones ocasionales o crecidas que los disuelvan y se lleven el  $\text{U}^{234}$ .
- 2: Análisis morfológico. Las muestras no deben presentar anillos de óxido-reducción, cambios texturales u otros aspectos que puedan indicar fenómenos de disolución.
- 3: Cuanto menos porosa y permeable sea la muestra, menor riesgo de contaminación.
- 4: La edad final obtenida de la muestra será una media de las edades de todos los microestratos de precipitación incluidos en la misma.
- 5: Las muestras deben ser lo más puras posibles, evitando la presencia de impurezas, inclusiones o fragmentos de roca encajante.

### -B: Toma de muestras y criterios de selección

Los depósitos travertínicos se encuentran solapando la zona de falla de Alhama de Murcia (Fig 2-17). El hecho de que existan varias fallas paralelas a lo ancho del corredor facilita la existencia de distintos puntos de surgencia de aguas mineralizadas. La topografía de la zona favorece el derrame en forma de capa por encima de planos de falla situados ladera abajo. Algunas de estas fallas están rompiendo los niveles travertínicos y los depósitos del abanico aluvial encostrado de modo que coladas travertínicas fosilizan la deformación (ver fotografías de la Fig. 2-40).

El punto más interesante del afloramiento se sitúa donde un resto de abanico encostrado de edad probable Pleistoceno medio está deformado en forma de pliegue en rodilla generado por el movimiento de componente inversa del CNL (Fig. 2-41). En el interior y en el techo del flanco verticalizado existen venas travertínicas que presentan texturas y estructuras de precipitación.

Estas estructuras muestran que la precipitación se produjo cuando la capa conglomerática estaba más o menos horizontal. Otras venas o capas travertínicas se solapan a las capas basculadas por el plegamiento. Datando ambos tipos de muestra podemos acercarnos a la edad de formación del pliegue y obtener una tasa de movimiento.

Una vez seleccionadas las venas y cuerpos travertínicos que aportan información tectónica interesante se tomaron muestras de la parte superior de cada núcleo travertínico en aquellos cuerpos formados por superposición de capas de carbonato. En las venas se procuraron tomar las muestras de la parte central de las mismas para evitar posibles inclusiones de roca encajante. En todos los casos se tomaron las muestras de las zonas mas altas y alejadas de los posibles cauces ocasionales de circulación de aguas superficiales. Con ello se disminuye la posibilidad de pérdida de  $U^{234}$  por disolución. En este sentido, la gran aridez de la zona favorece la escasa circulación de agua.

En esta primera toma de muestras se recogieron 25 fragmentos. 10 incluidos en el flanco verticalizado y 15 solapando la deformación. A continuación se llevó a cabo un estudio petrológico al microscopio para cada muestra. De este estudio se seleccionaron únicamente aquellas muestras que presentaban muy baja permeabilidad y estaban libres de cualquier indicio de erosión, disolución y recrystalización. Evitando así, en la medida de lo posible, la presencia en la muestra de Th procedente de inclusiones de impurezas insolubles. En otras palabras, se eligieron aquellos cuerpos travertínicos que daban más garantías de haberse encontrado en un sistema geoquímico cerrado desde el momento de su precipitación.

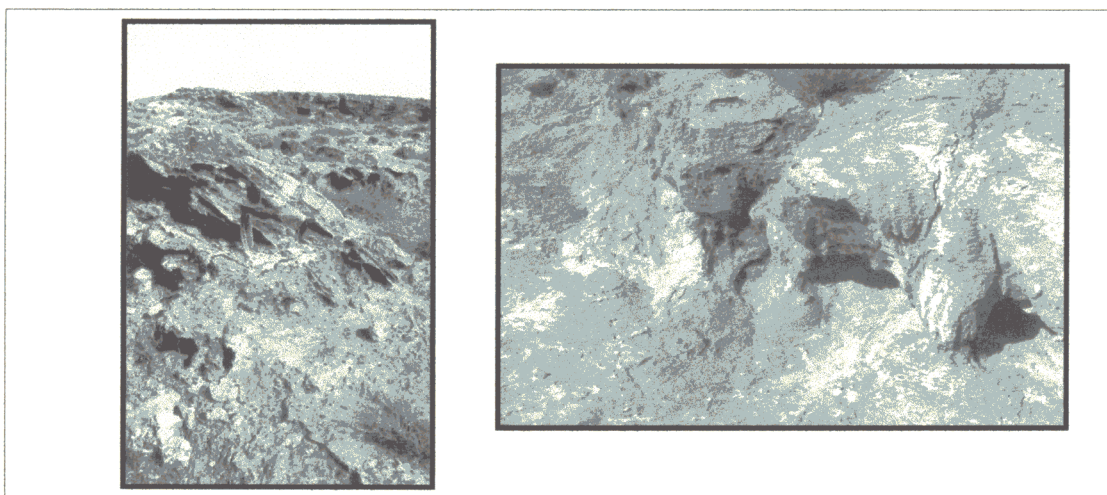


Fig. 2-40. Ejemplos de deformaciones del abanico encostrado de Carraclaca, solapadas por derrames travertínicos del Pleistoceno sup. u Holoceno. En la fotografía de la izquierda se observa un afloramiento del abanico encostrado basculado hacia el norte a causa de la actividad de la falla. Dicha deformación está solapada por derrames travertínicos. En la fotografía de la derecha se muestra un detalle de una capa de travertino fracturada y formando un escalón que está siendo solapado por derrames travertínicos de morfología estalagmítica.



**Tabla III**  
**Resultados de la datación**

MUESTRA	[U] <sub>ppm</sub>	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$[\ ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{t=0}$	EDAD (en ka)
CARR1	5,120(±0,034)	1,837(±0,009)	1,074(±0,023)	197(±27)	2,967	304,7[+28,8/-23,7]
CARR2	2,014(±0,020)	2,547(±0,017)	0,217(±0,004)	70,7(±6)	2,663	25,9[±0,5]
CARR3	3,640(±0,044)	2,349(±0,015)	0,219(±0,004)	41,2(±2)	2,452	26,2[+0,4/-0,5]
CARR4	3,651(±0,043)	1,704(±0,010)	0,919(±0,012)	76,1(±1)	2,227	198,0[+6,7/-6,4]

- $[\text{U}]_{\text{ppm}}$  : Contenido de Uranio en partes por millón (mgr por kgr de muestra).
- $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  : Esta relación interviene en el cálculo de edad ya que, a pesar de que ambos isótopos tengan las mismas propiedades químicas, generalmente tienen una relación isotópica distinta a uno en las aguas superficiales y también debe ser distinta de uno en los travertinos.
- $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  : La relación entre estos isótopos constituye el reloj isotópico propiamente dicho.
- $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  : Esta relación isotópica se utiliza para estimar la fiabilidad de la edad obtenida. El  $^{232}\text{Th}$  no es de la familia radiactiva del Uranio. Es de una familia autónoma. La presencia de  $^{232}\text{Th}$  en la muestra es un índice del  $^{230}\text{Th}$  que podría contener de procedencia distinta a la de su “padre” directo, el  $^{234}\text{U}$ . Para que una edad sea fiable este valor debe ser superior a 20 (Quinif, 1989). En ese caso, existen pocas probabilidades de que la edad obtenida sea mayor que la real a causa de la existencia de  $^{230}\text{Th}$  extraño.
- $[\ ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{t=0}$  : La relación en el momento inicial de estos isótopos se calcula sobre todo por su interés a la hora de estudiar la geoquímica de la roca.
- Los errores entre paréntesis proceden de la naturaleza estadística de las medidas. Se leen de la siguiente manera. 26,2[+0,4/-0,5], significa que hay una probabilidad del 67% de que el valor se sitúe entre 26.6 y 25.7.

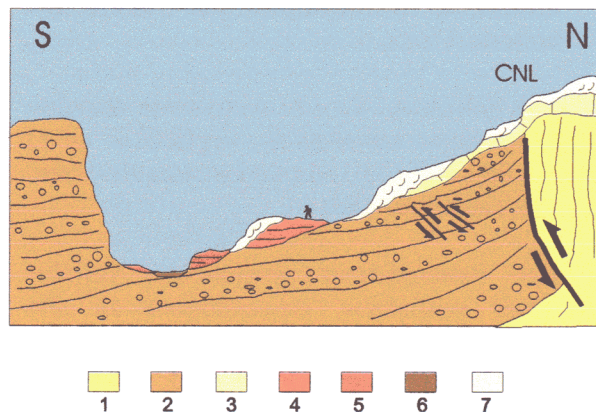


**Fig. 2-41.** Pliegue en rodilla afectando al abanico encostrado de Carralaca (Pleistoceno med.) generado por la componente inversa de la actividad de la FAM (CNL).

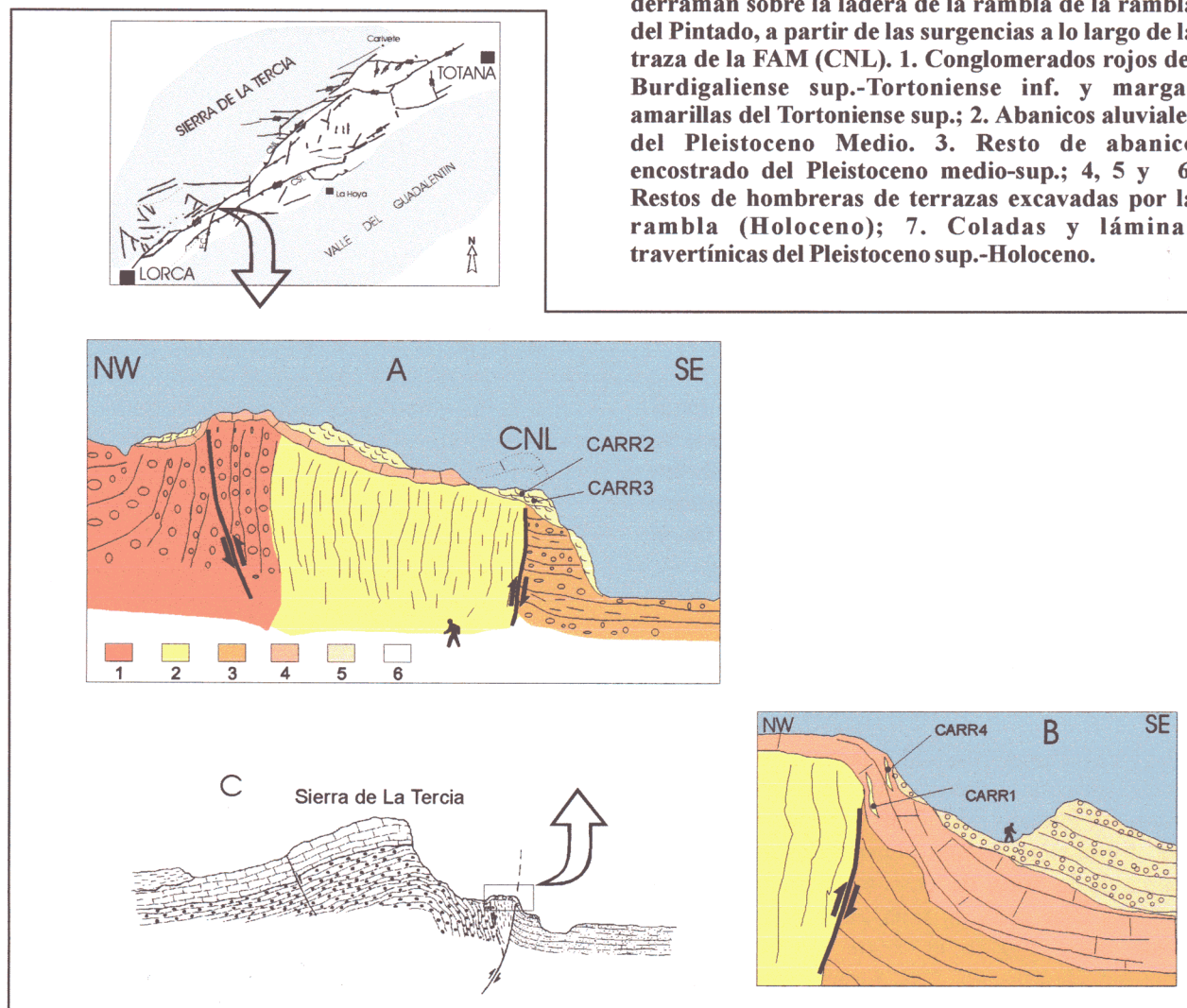
En total se seleccionaron 12 muestras favorables. Debido a que únicamente era posible la datación de cuatro muestras elegimos dos deformadas y dos sin deformar de manera que cada pareja presentase una relación estratigráfica mutua clara, con el objeto de incluir un factor más de testificación de la validez de los resultados. Ver localización en las Figs. 2-17, 2-42 y 2-43)

### -C: Resultados obtenidos

Los análisis previos y dataciones se llevaron a cabo en el CERAK (Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst) de Bélgica. En la Tabla III se presentan los resultados obtenidos.



**Fig. 2-43.** Corte geológico esquemático de la estructura escalonada de los travertinos que derraman sobre la ladera de la rambla de la rambla del Pintado, a partir de las surgencias a lo largo de la traza de la FAM (CNL). 1. Conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf. y margas amarillas del Tortonense sup.; 2. Abanicos aluviales del Pleistoceno Medio. 3. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio-sup.; 4, 5 y 6. Restos de hombreras de terrazas excavadas por la rambla (Holoceno); 7. Coladas y láminas travertínicas del Pleistoceno sup.-Holoceno.



**Fig. 2-42.** Esquema estructural del afloramiento de Carralaca con la posición donde se recogieron las muestras de travertinos datadas. Las muestras 1 y 2 predatan la actividad de la FAM mientras que las muestras 2 y 3 la postdatan. 1. Conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 2. Margas amarillas del Tortonense sup.; 3. Depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno inf.-med.; 4. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio; 5. Restos de abanico aluvial y depósitos de pie de escarpe del Pleistoceno sup.; 6. Coladas y láminas travertínicas del Pleistoceno sup.-Holoceno. CARR1-4: muestras recogidas.



**-D: Resumen y conclusiones del ensayo de utilización de datación por medio del método Th-U.**

De la aplicación de este método de datación sobre materiales travertínicos implicados en la zona de falla del CNL se pueden resumir cuatro conclusiones principales:

-1: Las características geoquímicas de los travertinos analizados, especialmente su alto valor en contenido de uranio y la muy alta relación  $\text{Th}^{230}/\text{Th}^{232}$ , los hacen muy adecuados para su datación.

-2. La adecuada toma de muestras y selección, a partir de un estudio petrológico, microscópico y morfológico, favorece la elección de muestras procedentes de un sistema geoquímico cerrado.

-3. La datación de las muestras aporta edades que pueden utilizarse para el cálculo de un valor absoluto de tasa de movimiento que si bien resulta puntual por el reducido número de muestras datadas, es un valor de referencia valioso a la hora de interpretar y correlacionar otros valores de tasa de movimiento obtenidos por métodos indirectos (estratigráficos, geomorfológicos...etc.).

-4. Los resultados obtenidos apoyan el uso en el futuro de este tipo de dataciones, con fines a su aplicación en estudios paleosísmicos. En nuestra opinión resulta adecuado para zonas con elevados períodos de recurrencia como es el caso de la zona estudiada.

**-E: Implicaciones neotectónicas y paleosísmicas.**

Los travertinos estudiados derraman en cuatro niveles principales aterrazados hacia el cauce de la Rba. del Pintado (Fig. 2-39 y 2-43). El pliegue cuya formación hemos datado se sitúa justo encima de la zona de desplazamiento principal del CNL. Esta zona de falla junto con otra falla situada unos 200 m al Norte configuran una estructura en *pop up*. Las surgencias de aguas mineralizantes más importantes se sitúan sobre las trazas de estas fallas.

En las fotografías de las figuras 2-40 y 2-41 se observan distintas deformaciones (pliegues, fallas y grietas) afectando al abanico encostrado.

Muchas de ellas están fosilizadas por niveles travertínicos. Estas deformaciones y su fosilización brusca señalan el carácter repentino de su formación.

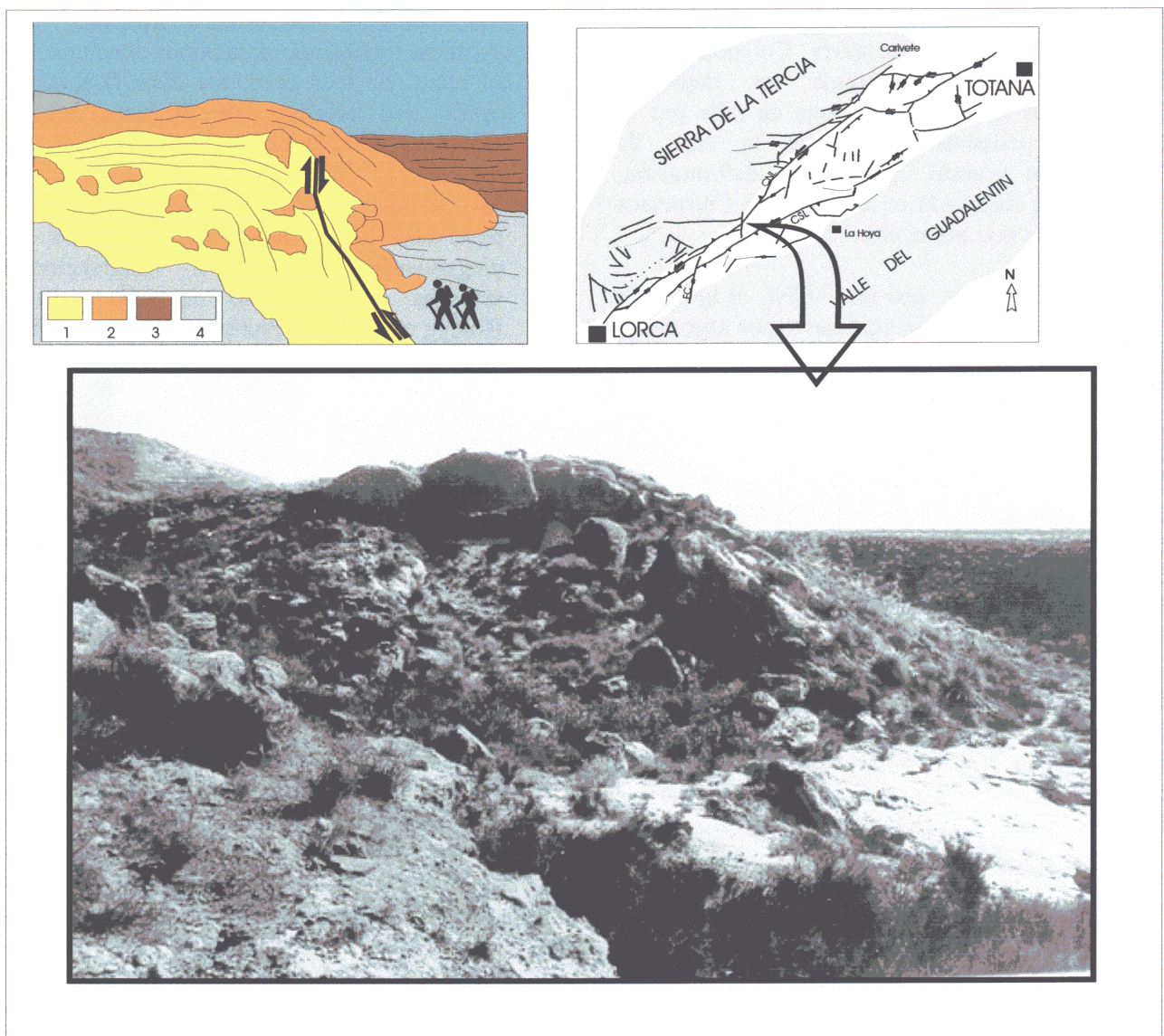
En la Fig. 2-42 se muestra un esquema estructural del pliegue en dos sectores muy próximos entre sí. Sobre él se han señalado las posiciones en relación con la estructura de las muestras datadas. Dos de ellas postdatan y las otras dos predatan la estructura. Tomando el salto vertical en el pliegue (15 m) y el intervalo de tiempo entre la muestra más reciente no deformada (carr4) y la más antigua sin deformar (carr3), se obtiene una tasa de movimiento vertical de 0.08m/Ka. El intervalo de tiempo considerado es mayor al tiempo real de formación por lo que ese valor es una subestimación de la tasa real.

### 2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación paleosísmica del CNL. Surgencia del Cortijo del Roser

#### -A: Hacia el Este

Dos kilómetros al Este de los baños de Carralaca existe otra surgencia de aguas mineralizantes junto al cortijo del Roser (mapa 4) situada sobre la zona de falla del CNL. En este punto se observa una deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio casi idéntica a la de la zona de Carralaca. El salto inverso del CNL genera también un pliegue de

arrastré en rodilla. La magnitud del salto es algo inferior, aproximadamente 7 m (Fig. 2-44). Al fondo de la fotografía se observa la superficie de equilibrio del abanico del Saltador de edad Pleistoceno superior alto situado al Este del afloramiento. Este abanico cubre el pliegue (que se observa en primer término) y no presenta deformación en este punto. Estamos por tanto en el límite de un segmento del CNL que ha sufrido varias reactivaciones a lo largo del Pleistoceno medio y parte del Pleistoceno superior. A lo largo de la traza del CNL situada entre ambas surgencias se observa una deformación semejante en los depósitos pleistocenos. Desde el Cortijo del Roser hacia el Este, la deformación pleistoce-



**Fig. 2-44.** Detalle de abanico aluvial encostrado del Pleistoceno medio, deformado por la FAM (CSL) en las cercanías del cortijo del Roser. Esta deformación representa la continuidad lateral de la observada en los baños de Carralaca. 1. Margas amarillas del Tortonense sup.; 2. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio; 3. Depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Med-Sup.; 4. Travertinos y derrubios del Pleistoceno sup.-Holoceno.



na se produce a lo largo de un segmento del CNL de dirección más nortada (ver mapa 4) de forma que el abanico del Saltador esta afectado por movimientos recientes en su zona de cabecera. Más al Este del abanico del Saltador, la ausencia de depósitos pleistocenos adosados a la falla hace muy difícil la identificación de la actividad reciente.

### **-B: Hacia el Oeste**

Desde los baños de Carralaca hacia el Oeste la zona de desplazamiento principal del CNL se concentra en un único plano de falla que deforma las sucesión de abanicos aluviales de la unidad P basculándolos y generando una discordancia progresiva en su seno semejante a la descrita en el CSL. Esta deformación se sigue hasta el borde Sur del Dúplex de Desgarre Compresivo de Matalauva. En este tramo los depósitos pleistocenos no solapan la zona de falla por lo que no podemos determinar la tasa de movimiento vertical. El tipo de deformación, similar a la observada en los baños de Carralaca denotan una tasa semejante.

Podemos inferir que en el CNL al igual que en el CSL se pueden identificar varios segmentos menores de dimensiones kilométricas, activos durante el Pleistoceno medio y superior (Fig. 2-38). La actividad paleosísmica en estos segmentos parece haberse relevado tanto espacial como temporalmente durante este período de tiempo. La realización de suficientes dataciones en los afloramientos adecuados permitiría cuantificar estas variaciones de actividad tanto en el espacio como en el tiempo.

#### 2.5.3.3. Discusión sobre de la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones.

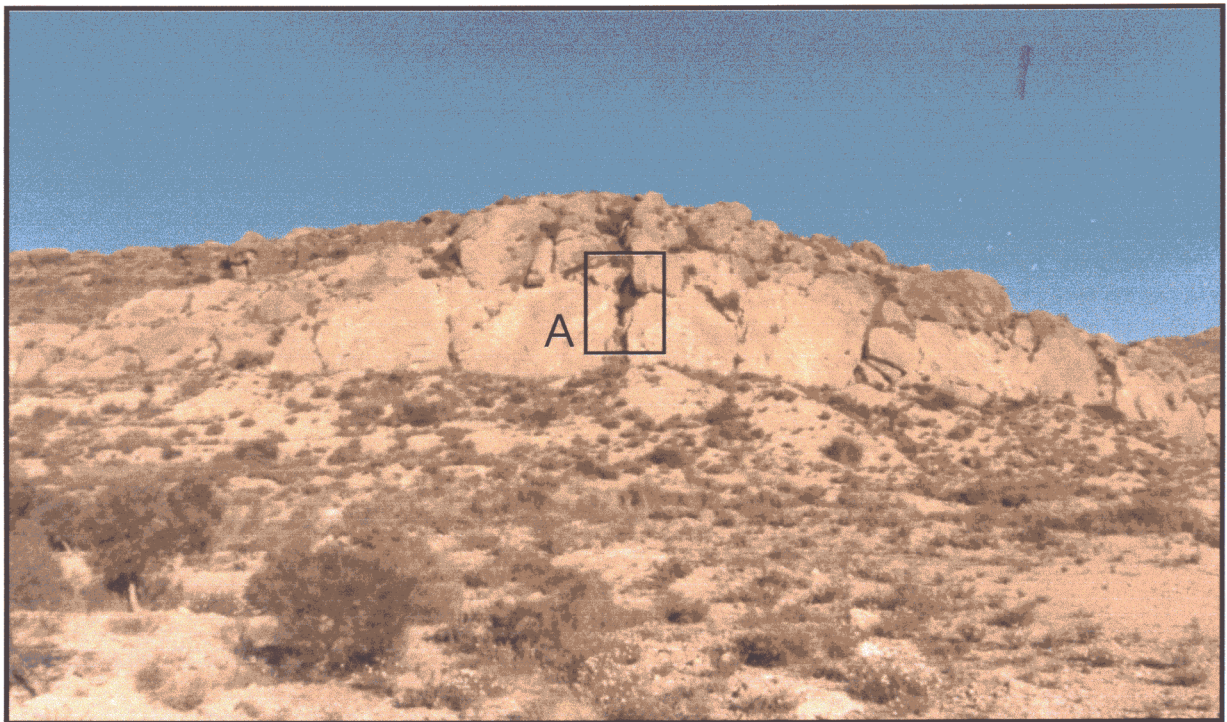
En cuanto a la naturaleza sísmica o asísmica de la formación de las estructuras que pliegan los abanicos pleistocenos descritos, hay varias características que en nuestra opinión apoyan un origen asociado con la acumulación de deformaciones cosísmicas en el tiempo.

- A pesar de la geometría de plegamiento que se aprecia en alguno de los afloramientos, la estructura está en realidad formada por bloques de conglomerado cementado y fracturado con movimientos relativos que dan lugar a la morfología de un pliegue. Se

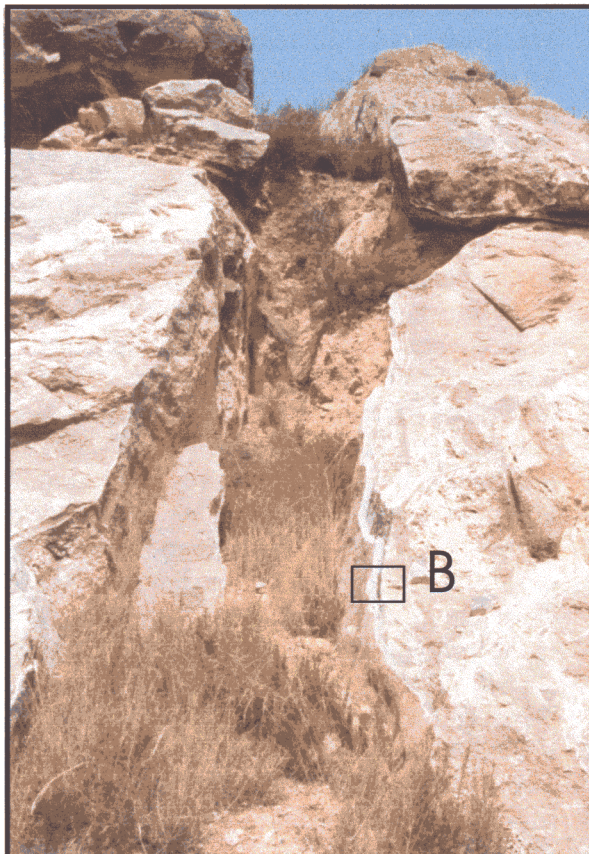
observan las grietas tensionales que se forman en el bloque levantado a medida que la falla se mueve (Fig. 2-45). Muchas de estas grietas están rellenas de calcita en varios ciclos de apertura rápida que pueden correlacionarse con eventos puntuales de levantamiento. Algunas de ellas incluso presentan aperturas recientes sin relleno alguno o con relleno edáfico. Esta ausencia de relleno calcítico se produce cuando la grieta queda por encima del nivel de circulación de los fluidos mineralizantes. Además, algunas de estas venas de relleno termal están rotas por fallas menores paralelas a la falla principal. Es tentador correlacionar el número de reactivaciones de las venas calcíticas con el número de posibles eventos paleosísmicos. Ello requeriría un estudio detallado del problema incluyendo dataciones absolutas de las venas. En todo caso, son identificables al menos tres procesos de apertura brusca (sísmicas) en el bloque levantado.

- En varios ejemplos recientes se han observado la formación de estructuras de plegamiento asociadas a reactivaciones sísmicas de segmentos de falla activos (Ruegg et al., 1982; Philip y Meghrauri 1983; Keller et al., 1987; Rockwell et al., 1988; Cisternas et al., 1989; Ringenbach et al., 1992; Bullard y Lettis, 1993... entre otros).
- Por otra parte, al pie del flanco verticalizado se conserva el resto de un coluvión adosado al escarpe de falla (Fig. 2-42) que conserva aunque ya bastante erosionado indicios de estar afectado por la actividad de la falla. Quedan restos del mismo colgado en el flanco verticalizado por encima de la cota que presentan a pocos metros del plano de falla.

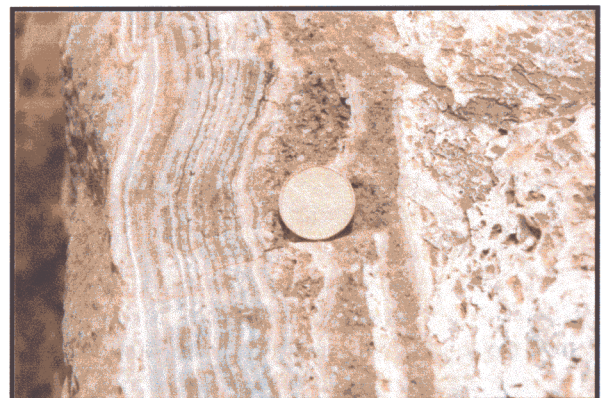
No puede descartarse la existencia de una deformación asísmica (creep) que pueda generar estructuras similares. Sin embargo, la naturaleza de la deformación que se observa en este corredor desde el Mioceno superior hasta la actualidad, claramente frágil, así como la sísmicidad histórica, instrumental y los indicios de actividad sísmica prehistórica identificada en zonas de falla muy próximas (CSL), nos hace pensar que es mayor la probabilidad de que esta estructura esté asociada a la acumulación de deformaciones cosísmicas en un segmento del CNL.



A



B



**Fig. 2-45.** En la parte superior, vista frontal del flanco subvertical del pliegue en rodilla de Carraclaca. En la parte inferior, detalle de las grietas abiertas en ese flanco rellenas de calcita en varios ciclos de apertura..

#### 2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL.

El estudio del plegamiento de escala métrica que afecta a los abanicos pleistocenos nos indujo a considerar la independencia de la escala que suele observarse en deformaciones de este tipo. Y por ello, el mecanismo de formación del pliegue en rodilla de Carraclaca puede ser indicativo sobre el mecanismo de formación del pliegue de escala regional que estructura la ST (mapa 3).

Las características estructurales y localización de la deformación e escala decamétrica asociada al CNL, analizadas en los apartados anteriores, nos ha llevado a considerar que ambas estructuras son equivalentes tanto desde un punto de vista cinemático como dinámico (Fig. 2-42). La S<sup>a</sup> de La Tercia (ST) se encuentra estructurada por un gran pliegue de arrastre, con su eje horizontal y paralelo a la FAM. Presenta su flanco SE verticalizado por la actividad del CNL y su flanco Noroeste buzando suavemente hasta "sumergirse" en el interior de la cuenca de Lorca (mapa 3). Está afectando al basamento Alpujárride y Maláguide así como a los depósitos neógenos serravalienses, tortonienses y messinienses. La naturaleza frágil de las calcarenitas hacen que se fracturen a medida que se va levantando la sierra. En el mapa 3 se observa la elevada densidad de fracturación normal que afecta a estas calcarenitas. Dichas fracturas controlan un paleorelieve relleno por las margas suprayacentes.

En el capítulo (2.4.2.1) dedicado a la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Lorca ya se describía que existen indicios sedimentarios indicativos de que la antifforma de la ST empezó a emerger durante el Messiniense de modo que ya a finales de éste aisló el drenaje de la cuenca que pasó a ser endorreica. Esta evolución está directamente asociada a los movimientos diferenciales en la vertical durante el neógeno de tres dominios que darían lugar tres unidades morfoestructurales actuales: S<sup>a</sup> de La Tercia, cuenca de Lorca y depresión del Guadalentín. Desde el Mioceno superior se ha producido de forma más o menos continuada un levantamiento y hundimiento relativos de la cuenca de Lorca y la depresión del Guadalentín respectivamente. Coexistiendo con este proceso

se inicia la formación y crecimiento de la antifforma que estructura la ST.

La continuidad de este proceso de movimiento diferencial en la vertical entre ambas unidades durante el Pliocuaternario se pone de manifiesto a través de la potente sedimentación de materiales de dicha edad que se produce en la depresión del Guadalentín, procedente de la erosión de la ST.

Actualmente, la cuenca de Lorca constituye una depresión morfológica con una cota media de aproximadamente 600 m., en contraste con la depresión del Guadalentín situada a una cota media de 300 m., indicando así la continuidad del citado movimiento hasta tiempos holocenos.

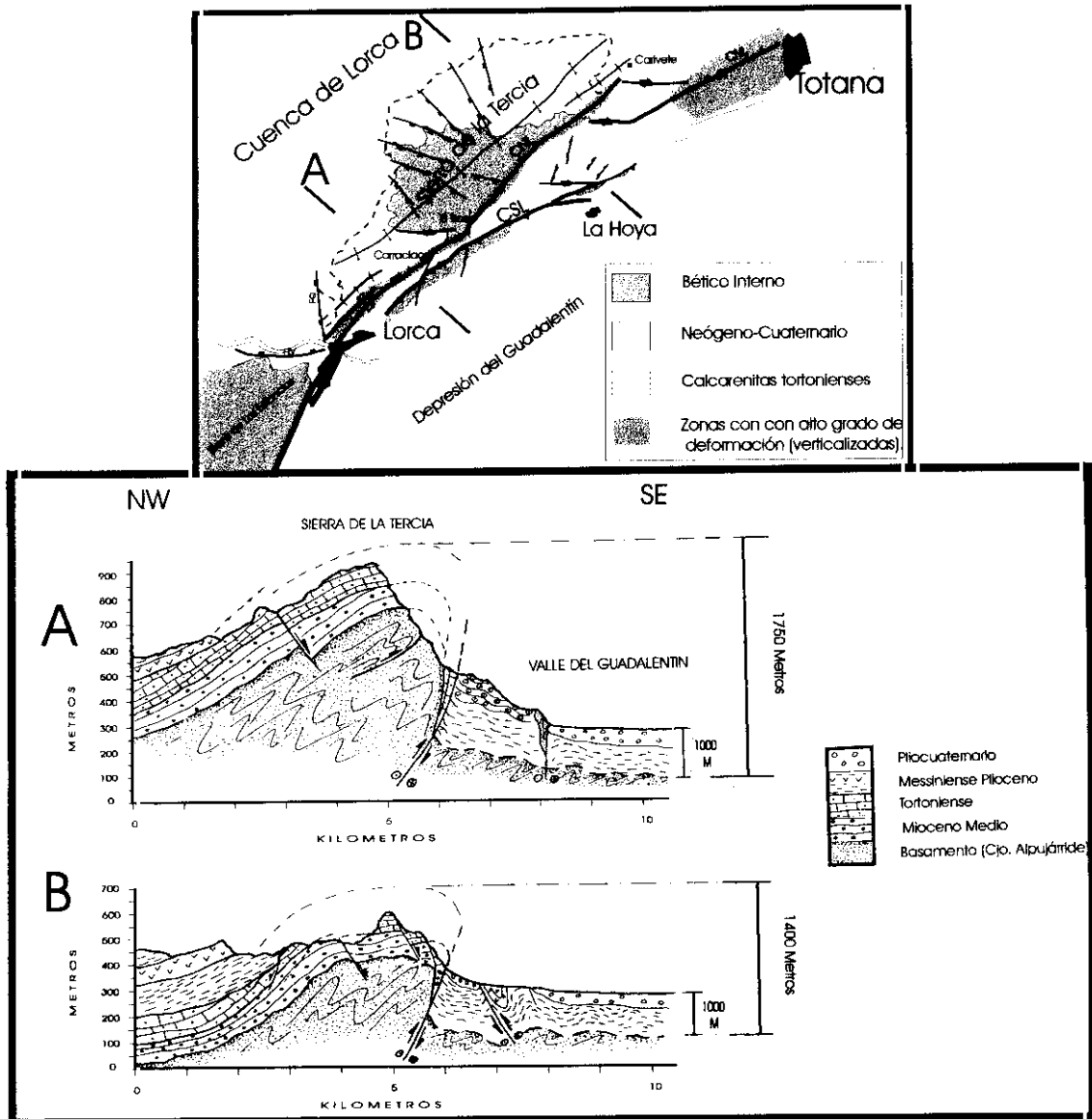
#### **-A: Variabilidad lateral de la actividad del CNL y sus implicaciones**

El proceso evolutivo citado está asociado a una actividad más o menos continuada del CNL como falla inversa (o de desgarre con importante componente inversa) a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Sin embargo, se han identificado diferencias significativas entre los sectores oriental y occidental de la ST que nos puede informar de variaciones laterales en el movimiento del corredor.

Para conocer cómo ha variado lateralmente el comportamiento del Corredor Norte de Lorca, hemos realizado dos perfiles geológicos a través de la estructura antiformal de la ST. Uno por su zona oriental y otro por su zona occidental (Fig. 2-46). Como puede apreciarse, hay una importante diferencia de cota (aproximadamente 300 m) entre la línea de cresta de la calcarenita tortoniense de un corte respecto al otro. Este hecho nos está hablando de una diferencia significativa de deslizamiento en la FAM. Considerando que el basamento Bético, según constatan datos del subsuelo, está a más de 1000 m de profundidad en el valle del Guadalentín (ITGE, 1975a), obtenemos tasas de elevación desde el Tortoniense hasta la actualidad de 0.3 m/Ka en el sector oriental y 0.2 m/Ka en el sector occidental. Esta ligera diferencia de tasa es suficiente para explicar ese levantamiento diferencial de la ST.

Las tasas de deformación obtenidas a partir de la geometría de la antifforma de la ST son





**Fig. 2-46.** Cortes geológicos del sector Lorca-Totana de la FAM cortando la antiforma de la Sierra de la Tercia por sus sectores occidental (A) y oriental (B). Se evidencia el mayor crecimiento sufrido por esta estructura en el sector oriental. En el mapa se muestran en sombreado las zonas que presentan un mayor grado de deformación. La posición de estas zonas en relación con la antiforma ayudan a segmentar la zona de falla. La zona oriental de la sierra coincide con los tramos de los corredores CNL y CSL con menor grado de deformación asociada.

semejantes a la obtenida en el capítulo anterior a partir de las dataciones absolutas de materiales pleistocenos en el sector de los baños de Carraclaca.

Silva et al.(1992d), mediante la utilización de diversos índices geomorfológicos, clasifican el frente de Lorca-Totana dentro de la Clase de Actividad Tectónica Tipo 1 siguiendo la clasificación de Bull y McFadden (1977). Según esta clasificación, se puede considerar un frente como activo cuando la tasa de movimiento es mayor o igual a 0.1 m/Ka.

esta clasificación, se puede considerar un frente como activo cuando la tasa de movimiento es mayor o igual a 0.1 m/Ka.

Hay que hacer notar que estamos considerando solamente una componente (la inversa) del movimiento del la FAM por lo que la tasa absoluta debe ser mayor. La componente de movimiento horizontal no se conoce en el sector Lorca-Totana pero observaciones en sectores adyacentes indican hasta 10 km de deslizamiento sinestroso desde que finalizó el apilamiento de mantos alpinos Rutter et al. (1986). Parece por

tanto, que la componente horizontal sinestrosa es bastante superior a la horizontal.

### -B: Causas de la variabilidad lateral de la tasa de movimiento del CNL

A una escala más local, a partir del estudio neotectónico y paleosísmico de afloramientos puntuales ya habíamos identificado el final de un segmento del CNL con actividad durante el Pleistoceno a la altura del Cjo. del Roser. También vimos que, desde este punto hacia el Este, la zona de falla es más compleja, y genera un mayor relieve de modo que los depósitos cuaternarios aparecen más alejados de la falla. Por tanto, las observaciones a escala local, también indican la variabilidad lateral en la actividad del CNL.

En el mapa 3 se aprecia que la zona intermedia situada entre los sectores oriental y occidental de la sierra (con distinta tasa de levantamiento) está caracterizada por la presencia de fallas normales con movimientos en tijera. Estas fallas han actuado y actúan a modo de teclas de piano que van relevándose en sus saltos para conectar las dos zonas de la antifirma a distinta altura. La distinta tasa de elevación de un sector respecto a otro genera una cizalla simple sobre planos verticales que induce la formación de las fallas normales en tijera que rompen los niveles frágiles de conglomerados y calcarenitas tortonienses (Fig. 2-47).

Por otro lado, a partir de la cartografía a diferentes escalas de este sector (mapas 3 y 4) hemos identificado anomalías o irregularidades en la distribución de la deformación de los materiales neógenos y cuaternarios que pueden explicar este comportamiento segmentado. Estas anomalías se resume en tres puntos:

- Al Sur del sector occidental del CNL (Lorca-El Roser) se encuentra la zona de desplazamiento principal del CSL. La actividad de este corredor genera una banda elevada de materiales miocenos margosos y yesíferos con un alto grado de deformación (verticalización) (Mapa 4 y Fig. 2-46). Los materiales están estructurados en un sinclinal apretado, casi isoclinal, con sus flancos verticalizados. Este pliegue desaparece hacia el Este. El movimiento del CSL y la deformación de esta banda absorbe parte del acortamiento transmitido hacia el Noroeste por el bloque de la depresión del Guadalentín.
- En el sector del CNL situado entre Carivete y Totana existe una potente banda de conglomerados y limos messinienses y pliocenos de más de 1 km de potencia fuertemente verticalizados, incluso invertidos en algunos puntos. Esta banda coincide espacialmente con el único tramo del CNL que no presenta un relieve elevado al Noroeste del mismo. La mayor parte del acortamiento transmitido por el bloque del Guadalentín se ha absorbido en la deformación de

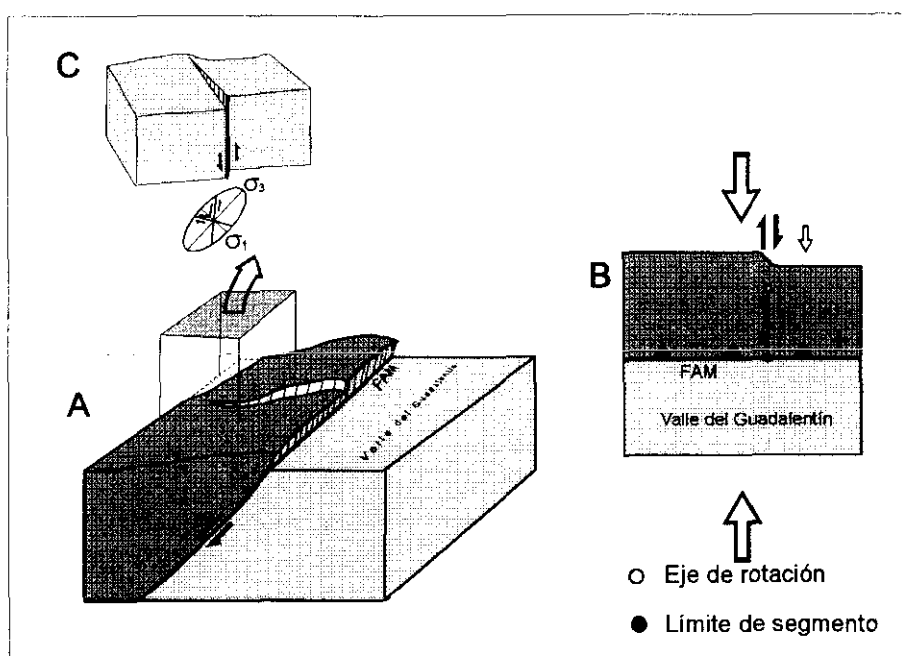


Fig. 2-47. Modelo cinemático de una zona de falla inversa que presenta dos segmentos con distinta tasa de movimiento. El gradiente induce una cizalla simple sobre planos verticales perpendiculares a la falla que induce la formación de fallas normales en tijera coetáneas con la cinemática inversa de la falla.

Esa banda y/o se ha transmitido a sectores más septentrionales (sierra de Espuña).

- Finalmente, al Sureste del sector El Roser-Carivete del CNL, el CSL deforma en menor grado los materiales miocenos y un poco más al Este desaparece. Estamos en una transversal en la que se ha absorbido menos acortamiento en la deformación de los materiales situados al SE del CNL y, por tanto, la tasa de movimiento de éste es mayor. Esto se traduce en un mayor levantamiento del sector oriental de la ST.

En definitiva, mediante la correlación entre el crecimiento vertical de la antiforma de la ST, el movimiento de componente inversa del CNL y observaciones del grado de deformación asociado a cada sector del CNL, hemos diferenciado tres sectores en dicho corredor entre las localidades de Lorca y Totana (Fig. 2-46). El primero se sitúa entre Lorca y el Cjo. del Roser. Coincide con el sector de la ST con menor levantamiento. El segundo va desde el Cjo. del Roser hasta Carivete. Este tramo flanquea el sector de la ST que ha sufrido un mayor levantamiento. El último va desde Carivete hasta Totana, el CNL no flanquea ningún relieve al Noroeste de su traza. La ST desaparece a la altura de Carivete.

Parece deducirse, que diferencias laterales en la absorción de la deformación en cada uno de esos sectores, se reflejan en distintas tasas de movimiento en la ZDP del CNL y, por tanto, en distintas tasas de crecimiento y levantamiento de la ST. Las zonas sombreadas en la Fig. 2-46 representan los sectores en los que un mayor porcentaje de acortamiento procedente del SE ha sido absorbido en movimiento del CNL y, por tanto, en crecimiento y elevación de la Sª de La Tercia. Las zonas sin sombrear representan áreas donde la deformación está más distribuida.

Los límites de esos sectores coinciden de forma bastante ajustada con los límites de segmentos deducidos del estudio paleosísmico de los corredores CNL y CSL.

#### 2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL.

- En los últimos años se ha venido estudiando la formación y evolución de estructuras mayores de edad reciente en relación con la suma de

deformaciones cosísmicas e intersísmicas asociadas a la reactivación de sistemas de fracturación activos (Vita Finzi y King, 1984; Yeats, 1986; King et al., 1988; Stein et al., 1988). Se trata en numerosos casos de zonas de cizalla a las que se asocian pliegues cuyo desarrollo está relacionado con la repetición de seismos en fallas o segmentos de falla activos ya sea fallas ocultas (Stein y King, 1984; Cisternas et al., 1989; Taboada et al., 1993), o estructuras de plegamiento asociadas a fallas activas con evidencias de rupturas sucesivas en superficie (Cisternas et al., 1989; Phillip y Meghaouri, 1983; Ruegg et al., 1982; Ringenbach et al., 1992).

- Tras analizar los datos referentes tanto a tasas, como a geometría de estructuras y distribución espacial de la deformación neógena y cuaternaria en el CNL y su entorno, pensamos que la estructura de plegamiento descrita en los baños de Carraclaca constituye un modelo natural a escala reducida (tanto en el espacio como en el tiempo) de la estructura antiformal que configura la ST. En este sentido, interpretamos la formación y crecimiento de esta sierra como el resultado de la acumulación de deformaciones sísmicas (en mayor medida cosísmicas) en la zona de falla del CNL de la FAM.
- Variaciones laterales en la tasa de movimiento del CNL generan gradientes de levantamiento de la sierra. Este levantamiento diferencial produce campos de esfuerzos locales responsables de la fracturación oblicua normal (con movimientos en tijera) a la zona de falla, que afecta a las calcarenitas tortonienses de la ST. Dichas fallas deben tener una actividad cuaternaria al estar su movimiento controlado por la actividad del CNL.
- De esta variación lateral en la tasa de movimiento y de las deformaciones a nivel de afloramiento observadas en los depósitos pleistocenos, se infiere la existencia de al menos tres tramos de longitudes kilométricas con rupturas características en el espacio y en el tiempo (Fig. 2-38). En uno de estos tramos (el más occidental) ha sido deducida una tasa de movimiento durante el Pleistoceno a partir de dataciones absolutas de 0.08 m/ka.



- Los valores de tasa de deslizamiento que se han dado hasta el momento en esta zona (Silva et al. 1992d), así como los que se aportan en este trabajo (incluido el obtenido a partir de las dataciones absolutas descritas en el capítulo anterior) sitúan la actividad sísmica asociada tanto al CNL como al CSL entre los tipos II y III de la clasificación de terremotos tectónicos de Scholz (1990). Estos Tipos se corresponden con sismicidad intraplaca (Tipo III) y sismicidad intraplaca relacionada con bordes de placa (Tipo II). Según esta clasificación basada en observaciones de fallas activas de todo el mundo, las tasas de deslizamiento próximas a 0,1 implican periodos de recurrencia de la ruptura principal del orden de 1.000 a 10.000 años.
- Si aceptamos la naturaleza cosísmica de la deformación analizada en la zona de los baños de Carraclaca y El Roser podemos hacer un intento de deducción de un intervalo de recurrencia. No se han encontrado estructuras que nos permita identificar el número de eventos cuya acumulación ha generado la estructura anticlinal de Carraclaca. Pero si suponemos un evento máximo semejante al identificado en el CSL, podemos obtener una cifra orientativa. El intervalo de tiempo máximo en que se generó la estructura podemos obtenerla de la resta de las edades mínima anterior a la deformación (198 Ka) y máxima posterior a la deformación (26 Ka),  $(198 - 26 = 172 \text{ Ka})$ . Tomando un salto mínimo total de 15 m y un salto por evento de 42 cm obtenemos un intervalo de recurrencia para terremotos con expresión superficial de 5.400 años.

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM

## **2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla**

**2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa -Lorca**

- 2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales
- 2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia
- 2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector Huercal Overa-Lorca
- 2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente
- 2.6.1.5. Resumen y conclusiones

**2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla**

- 2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes
- 2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia
- 2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM
- 2.6.2.4. Análisis morfotectónico
- 2.6.2.5. Resumen y conclusiones



## 2.6. *Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama - Alcantarilla*

En este capítulo se presenta el estudio neotectónico realizado en el resto de la traza superficial de la FAM como complemento y apoyo al estudio detallado del sector Lorca Totana ya expuesto. Con este capítulo se ha pretendido realizar una búsqueda de caracteres neotectónicos y de tectónica activa que permitan extrapolar de manera fiable, tanto hacia el Suroeste como hacia el Noreste observaciones y conclusiones obtenidas en el estudio detallado del tramo Lorca-Totana.

En primer lugar desarrollaremos el capítulo dedicado al sector occidental de la FAM (sector Huercal Overa - Lorca) y a continuación el dedicado al sector oriental (Totana - Alcantarilla).

### 2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa -Lorca

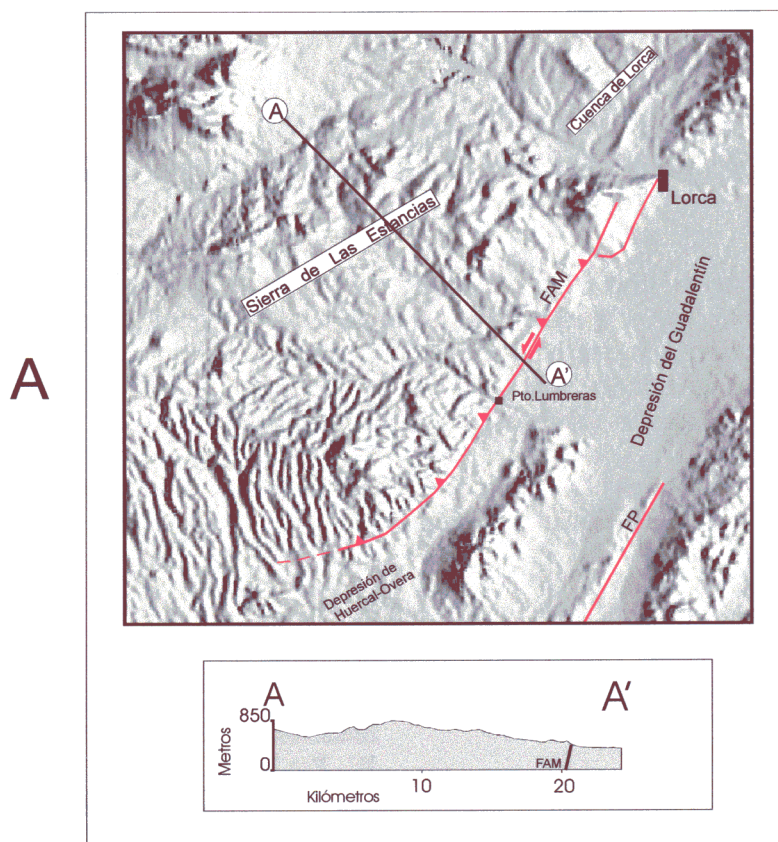
#### 2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales

El sector Huercal Overa - Lorca de la FAM limita por el Oeste la depresión del Guadalentín separándola de la Sierra de las Estancias, que está formada por la superposición de los complejos de basamento Interno Alpujárride y Maláguide (Fig. 2-48). Al Sur de Puerto Lumbreras la FAM separa la S<sup>a</sup> de las Estancias de la S<sup>a</sup> de Enmedio que emerge entre los depósitos cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En el extremo Suroeste de este tramo se encuentra la terminación occidental de la FAM donde se ramifica en una estructura de Cola de Caballo *horsetail* y se dispone con una orientación N 80-90 E. Hacia el NE (Fig. 2-48) su traza se dispone más rectilínea y la zona de desplazamiento principal se concentra en una banda de pocos metros de anchura hasta la localidad de Lorca, donde la FAM se desdobra en dos ramas paralelas.

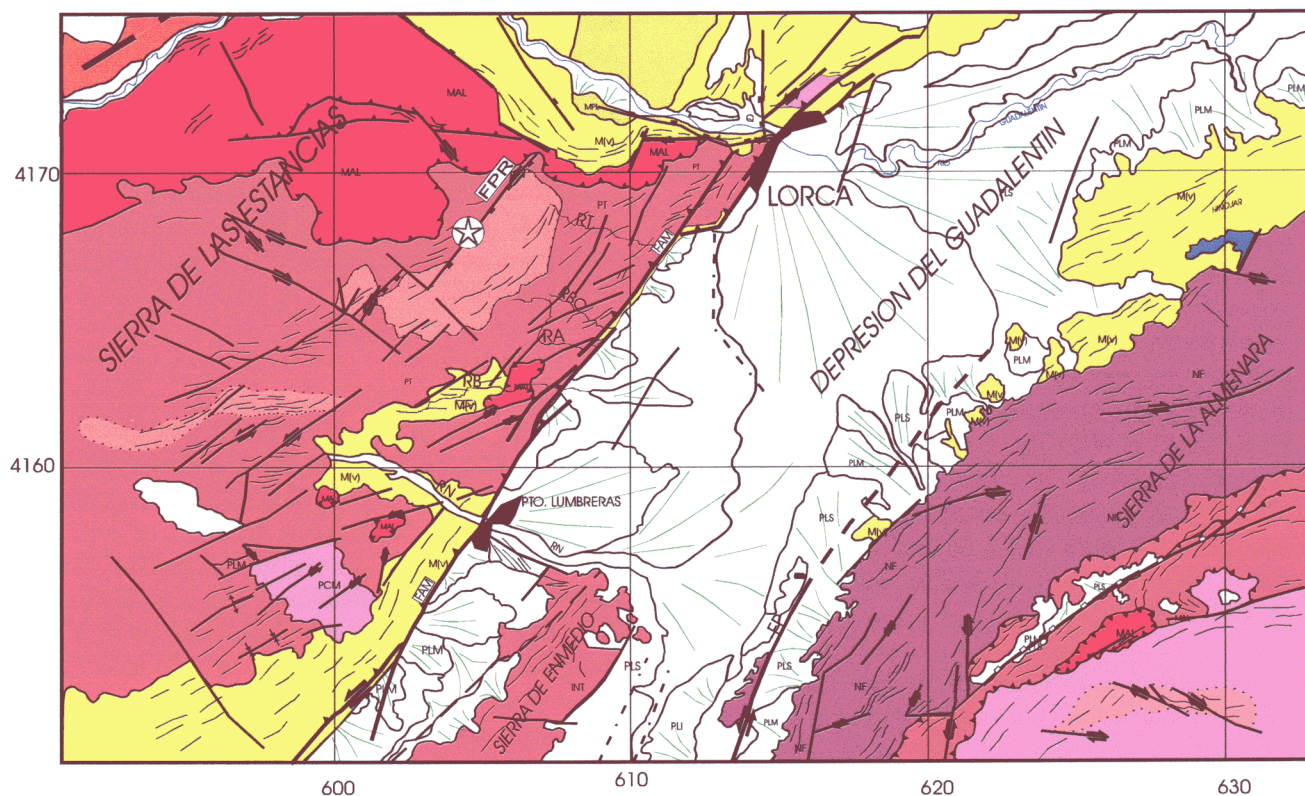
La actividad neotectónica de este tramo de la FAM ha sido estudiado desde distintos aspectos en varios trabajos. Rutter et al. (1986) y Oliveros (1987) estudian la actividad neotectónica de este sector. Identifican la existencia de una actividad sinestrosa con componente inversa durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. En ambos trabajos se estudian las rocas de falla generadas por la cizalla

afectando a materiales diversos de las distintas unidades Béticas y se interpretan los planos menores de cizallamiento secundarios (planos R, R', P e Y) en el marco de una cizalla sinestrosa con componente inversa. Oliveros en su estudio identifica la brecha de falla compuesta por un bandeado composicional de origen tectónico, fosilizado por un conglomerado de edad pliocena escasamente deformado a la altura de la Rba. Alta. Ello indica la existencia de un periodo de diastrofismo en la deformación por cizalla prepliocena. El mismo autor identifica la continuidad de la actividad de la FAM durante el Cuaternario a través de la deformación que presentan depósitos claramente cuaternarios en varios puntos, por ejemplo a la altura de la Rba. de la Torrecilla.

Aellen (1990) identifica la importante actividad neotectónica de la FAM y otras fallas paralelas en el interior de la depresión del Guadalentín a través de un estudio tectosedimentario de los depósitos miocenos y pliocuaternarios localizados al Sur y Este de Puerto Lumbreras. En su estudio concluye que el relleno de los corredores de La Hoya y Almendricos (situados a ambos lados de la S<sup>a</sup> de Enmedio) está controlado por la actividad de la FAM y fallas paralelas asociadas. Dichas fallas presentan movimientos sinestrosos puros y sinestrosos con componente inversa que condicionan la elevación y/o estabilidad de bloques de basamento entre los cuales se generan surcos sedimentarios activos hasta la actualidad. La progresiva colmatación de estos surcos sedimentarios forzó la migración del límite de la



**B**



**Fig. 2-48. A:** Modelo digital del terreno en el que se muestra la posición del tramo Huercal Overa-Lorca de la FAM, así como las principales unidades morfoes-structurales de su entorno. **B:** Mapa geológico del tramo Huercal Overa-Lorca de la FAM. FPR. Falla de Peña Rubia; FP. Falla de Palomares; RT. Rambla de la Torrecilla; RA. Rambla Alta; RBO. Rambla del Borruezo; RB. Rambla de Béjar; RN. Rambla de Nogalte. Estrella: epicentro del terremoto de Lorca de 1977. (Ver leyenda de Mapa 1)

sedimentación marina hacia el corredor de Pulpí situado al Sur de la zona aquí estudiada.

Montenat et al. (1990c) estudiaron los materiales neógenos incluidos en la zona de falla de la FAM entre Huercal-Overa y Lorca. Identifican depósitos fundamentalmente detríticos que abarcan buena parte del Tortonense y parte del Messiniense con niveles calcáreos del Tortonense superior. Describen fracturas NE-SO con estrías casi horizontales afectando al neógeno que indican un movimiento de desgarre sinestroso. En el sector de la Rba. de la Torrecilla describen fallas inversas y pliegues afectando al cuaternario que indican una cinemática mas inversa y con ello, un progresivo bloqueo del movimiento de desgarre en tiempos recientes.

Briend et al. (1990) estudiaron la evolución de la cuenca sedimentaria de Huercal-Overa y la interpretan como un ejemplo típico de cuenca *tipped wedge* (Crowell, 1974) desarrollada en la terminación de una zona de desgarre en compresión. Las características tectosedimentarias y estructurales de la cuenca la asocian a la deformación generada por la estructura en “cola de caballo” que configura la terminación SO de la FAM.

Silva et al. (1992d) dentro de su estudio sobre la neotectónica de la depresión del Guadalentín identifican, mediante el uso de diversos caracteres e índices geomorfológicos, la existencia de actividad cuaternaria en este sector de la FAM. En dicho trabajo estudia las deflecciones de las ramblas producidas por el movimiento sinestroso de dicha falla. Asimismo, mediante la utilización de índices de frente de montaña clasifica este sector de la FAM como un frente de actividad de Clase I (tasa de movimiento  $> 0.1$  m/Ka) dentro de la clasificación de actividad de frentes de montaña de Bull y McFadden, (1977).

#### 2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia.

##### **Materiales de Basamento:**

La cizalla de la FAM afecta a la práctica totalidad de unidades sedimentarias de los complejos Alpujárride y Maláguide. Las rocas Alpujárrides afectadas se dividen en tres unidades:

- Micaesquistos con intercalaciones de cuarcitas.
- Esquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas y metaconglomerados. Estos materiales afloran en el borde oriental de la S<sup>a</sup> de Las Estancias implicadas en la zona de cizalla. Se pueden identificar claramente en la Rba. de Nogalte.
- Dolomías y calizas brechificadas.

El complejo Maláguide aparece en afloramientos aislados al Norte y Oeste de Puerto Lumbreras. Está constituido por : Areniscas y argilitas rojas, dolomías, calizas masivas y calizas oolíticas de tonos claros.

La implicación de las distintas unidades del basamento en la zona de cizalla genera una heterogeneidad de estructuras de deformación muy importante en función de variaciones laterales de litología. La cizalla en las rocas esquistosas genera potentes zonas de *fault gouge*. Destaca por su potencia la que se observa junto a la Rba. de La Torrecilla. Cuando la falla afecta a las unidades carbonatadas o cuarcíticas, predominan las deformaciones de tipo cataclástico.

##### **Materiales Neógenos y Cuaternarios**

Solamente al Sur de Puerto Lumbreras la FAM afecta a una serie miocena de cierta importancia. Desde Puerto Lumbreras hacia el Noreste los afloramientos terciarios se restringen a pequeños restos incluidos en la zona de falla.

En el entorno de Pto. Lumbreras los depósitos neógenos y cuaternarios son de carácter fundamentalmente detrítico y abarcan desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario más reciente (Oliveros, 1987 y Baena et al., 1993). La series neógeno-cuaternarias más completa observada en ese sector consta de los siguientes términos:

##### **Mioceno Superior-Plioceno Inferior**

-1: Conglomerados rojos polimícticos con intercalaciones de arenas y margas. Alcanzan hasta 300 m de potencia. En el sector de la depresión de Huercal-Overa la serie se continúa hacia techo con lutitas y arenas con abundantes restos vegetales correspondientes a un depósito de ambiente fluviolitoral (Oliveros, 1987). Estos materiales afloran a lo largo del borde Sureste de la S. de Las Estancias, desde el Norte de Pto.



Lumbreras hacia el SO alcanzando su máximo desarrollo en la depresión de Huerca-Overa. También afloran como retazos aislados en el interior de la sierra como ocurre en los alrededores de la Rba. de Béjar. En la zona Norte del sector los materiales de esta unidad aparecen adosados e incluidos en la zona de falla de la FAM.

Es una unidad equivalente a la unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior descrita en el sector Lorca-Totana y en la cuenca de Lorca.

-2: Margas y arenas de ambiente marino con tramos calcareníticos someros en su parte alta. Pueden alcanzar más de 20 m. de potencia. Estos materiales se extienden desde Pto. Lumbreras hacia el Sur y serían equivalentes a las unidades calcareníticas Tortonense superior-Messiniense-Plioceno inferior descrita en el sector Lorca-Totana y también correlacionables con las formaciones Margas de Fortuna de Montenat (1973) y formación Carivete de Guillén Mondéjar (1994) en el interior de la cuenca de Lorca.

#### **Plioceno**

Los depósitos pliocenos presentan afloramientos de pequeñas dimensiones, por lo que no han sido distinguidos en la cartografía. Están constituidos por conglomerados, arenas y arcillas discordantes sobre los depósitos precedentes, al tiempo que flanquean la zona de falla de la FAM. Hacia techo aparecen calizas arenosas que en ocasiones llegan a disponerse directamente sobre el basamento Alpujárride.

#### **Cuaternario**

Los depósitos cuaternarios están constituidos por gravas arenas y limos depositados en forma de abanicos aluviales. Estos depósitos que rellenan la depresión del Guadalentín aparecen también implicados en la zona de falla. Silva (1994) realizó un estudio de estos materiales y definió varias familias de abanicos aluviales dispuestos al pie del frente de montaña de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Las edades de estos abanicos van desde el Pleistoceno medio al Holoceno (Baena et al., 1993). Solamente los depósitos holocenos de cauce de las ramblas se disponen sobre la zona de falla sin presentar deformación.

#### 2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector (Huerca Overa-Lorca)

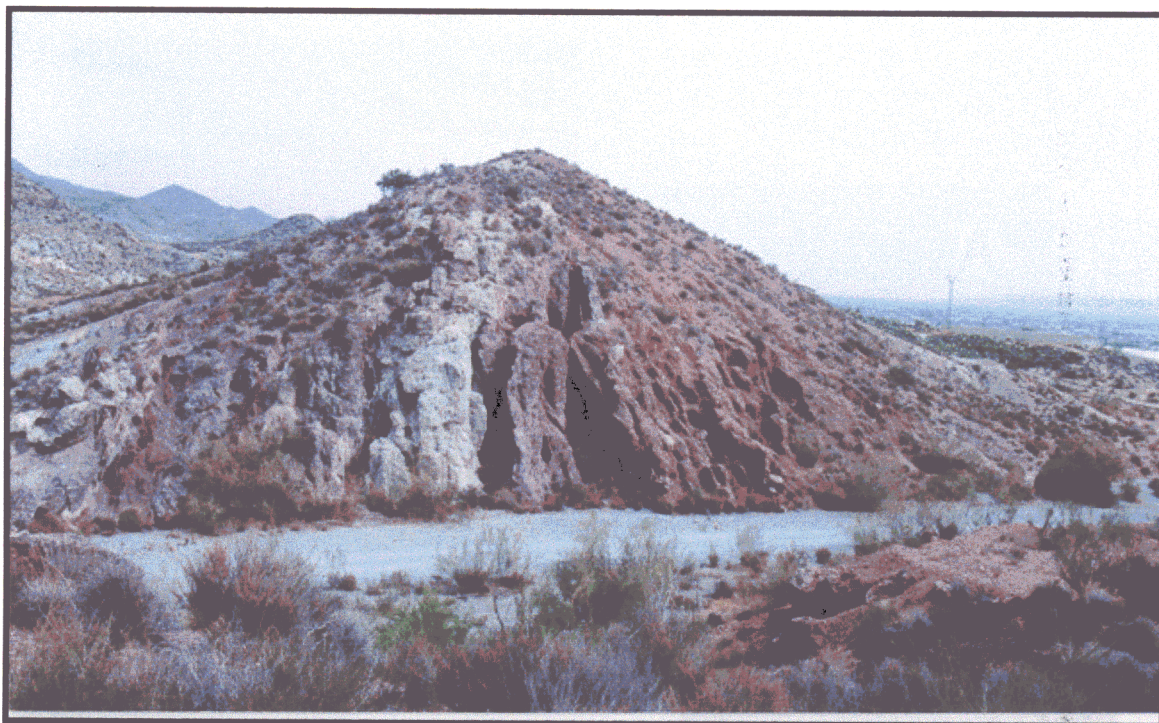
##### **Geometría**

En la mayor parte de su recorrido la zona de falla presenta una única zona de deslizamiento principal con orientación N 40 (Fig. 2-48b). En su terminación occidental la zona de falla gira hacia N 80. En la cartografía detallada realizada por Oliveros (1987) identifica un desflecamiento en este extremo que interpreta como una estructura en “cola de caballo” típica en las terminaciones laterales de fallas de desgarre (Harding et al. 1985).

En su terminación oriental, a la altura de Lorca la FAM presenta una mayor complejidad estructural. Aparecen dos zonas de deslizamiento principal unidas por fracturas secundarias. Esta estructura fue interpretada por Silva (1994) como un dúplex de desgarre compresivo. A partir de Lorca la FAM sufre un giro de dirección hacia N 55-65.

A lo largo de todo este sector, la zona de desplazamiento principal de la FAM presenta un buzamiento que oscila entre 90 y 60 grados NO. En los cortes de las principales ramblas se evidencia la componente inversa de su movimiento, responsable del levantamiento de la S<sup>a</sup> de Las Estancias a lo largo del Mioceno. En el corte del la Rba. del Borruezo (Fig. 2-49), se observa claramente la actividad sinsedimentaria miocena de la falla. Los conglomerados rojos del Mioceno medio-superior se disponen discordantes sobre materiales triásicos verticalizados y en su estructuración interna se observa una discordancia progresiva en abanico evidenciando ese levantamiento progresivo de la sierra situada al NO.

Se reconocen, por otra parte, numerosas micro y mesoestructuras en las rocas de falla que señalan un desgarre sinestroso con ligera componente inversa como ya señalaron (Rutter et al., 1986 y Oliveros, 1987). Este último interpreta un movimiento combinado inverso-sinestroso de la falla a partir de la medida la *fault gouge* de la Rba. de Torrecilla (Fig. 2-50). En medidas realizadas en el presente trabajo sobre la *fault gouge* de la Rba. del Borruezo situada 1 km al Suroeste de la de la Torrecilla obtenemos un cabeceo medio del vector deslizamiento del la falla de 20 ° NE. En esta rambla el movimiento



*Fig. 2-49.* Estructura del contacto basamento-conglomerados rojos burdigalienses-tortonienes controlado por la FAM a la altura de la rambla del Borruezo. La elevación continuada de la sierra de las Estancias (a la izquierda de la fotografía) induce dispositivos de discordancias progresivas en los depósitos neógenos.

de desgarre sinestroso provoca provoca duplicaciones de las series miocenas, en este caso de los conglomerados rojos. Estructuras menores inverso direccionales se han observado también en las margas tortonienses.

En afloramientos de las pizarras y filitas devono-carboníferas del complejo Alpujárride incluidas en la zona de falla, se observa una estructuración, posterior a la de origen alpino, que marca una clara cinemática de desgarre sinestroso. Concretamente, se observan planos Riedel sinestrosos de dirección aproximada N 25-35 E que cortan y deforman la esquistosidad orientada paralelamente a los planos (Y) N 40-45 E de la zona de falla principal (figs. 2-51 y 2-52). No hay materiales neógenos implicados en esa zona de falla que puedan datar de forma segura esa cinemática sinestrosa, pero la disposición de los conglomerados rojos adosados a la misma que se estructuran en afloramientos alargados y paralelos a la misma, y las características morfológicas que luego se tratarán, parecen indicar

que esa cinemática ha actuado durante el Mioceno superior y posiblemente durante el Pliocuatrnario.

Las deformaciones de los materiales cuaternarios son más puntuales. En el corte de la Rba. de La Torrecilla se observan las gravas de un abanico aluvial de edad Pleistoceno superior (Baena et al., 1993) buzando unos 25 grados hacia la falla (Fig. 2-50). Esta deformación está asociada a la componente inversa de la FAM, que induce un basculamiento asociado a una flexión de los depósitos de los abanicos aluviales. Como se aprecia en dicha figura, los depósitos basculados aparecen cubiertos por un abanico de edad más reciente que no presenta basculamiento, si bien aparece cortado por una de las fallas principales del corredor. En el esquema interpretativo se evidencia que la deformación a lo largo del corredor de la FAM se reparte entre varios planos de deslizamiento que han sido activos durante el Cuaternario. En otros cortes de las ramblas se han observado estructuras semejantes.



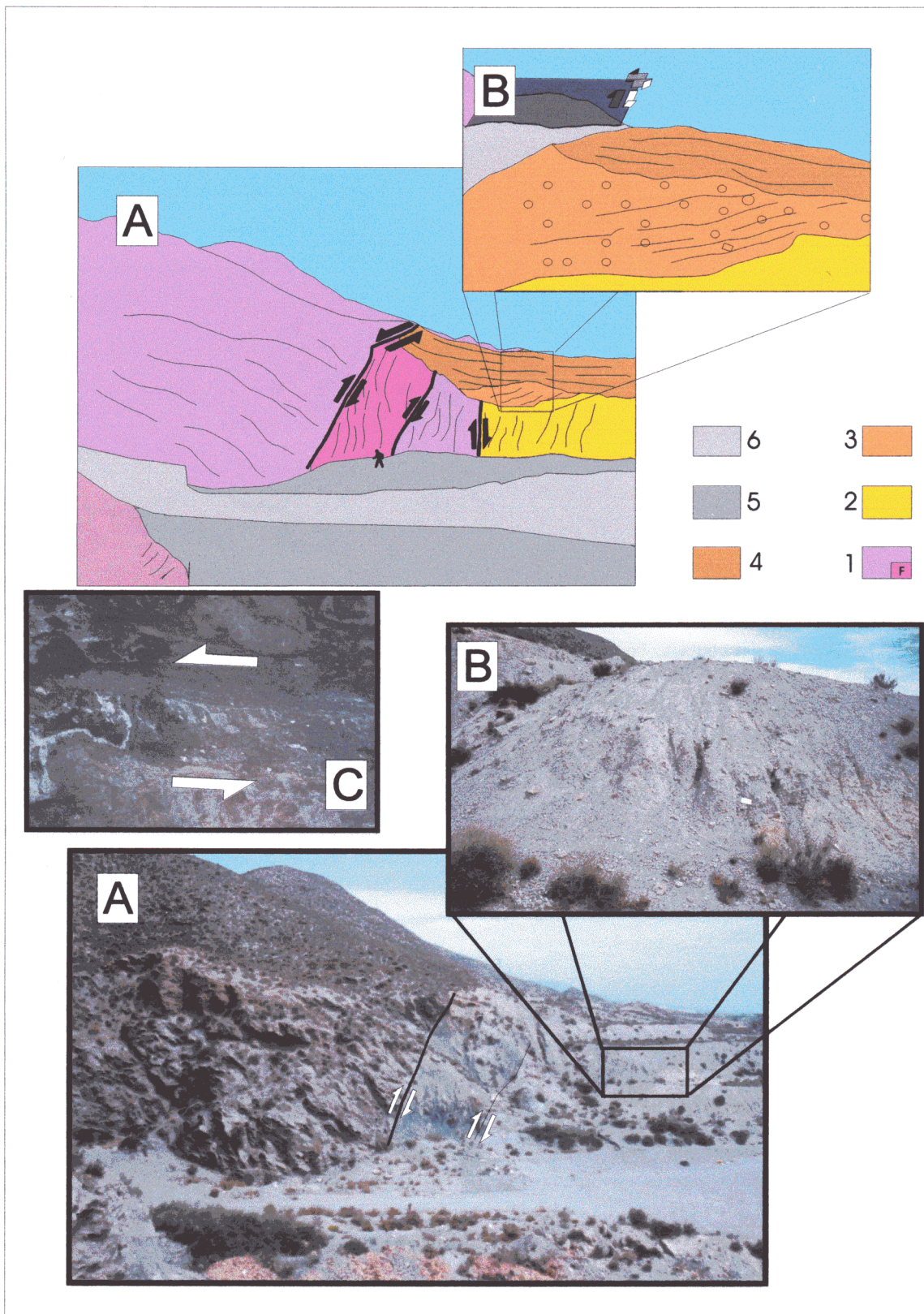


Fig. 2-50. Afloramiento de la traza de la FAM en la rambla de la Torrecilla. En este punto se observa tanto la componente inversa (A) como la sinestrosa (C) de la falla. La foto C muestra un detalle del *fault gouge* característico de esta zona. En la foto B se muestran depósitos de abanicos aluviales pleistocenos basculados hacia la zona de falla y cubiertos por depósitos más recientes, aparentemente sin deformación. Materiales: 1: Filitas y cuarcitas del basamento paleozoico Alpujarride (F): zona de *fault gouge*. 2: Margas amarillas tortonienses. 3: Gravas y limos de abanico aluvial (Pleistoceno) baasculados. 4: Gravas y limos de abanico aluvial sin deformación. 5 y 6: gravas y arenas de rambla (Holoceno).

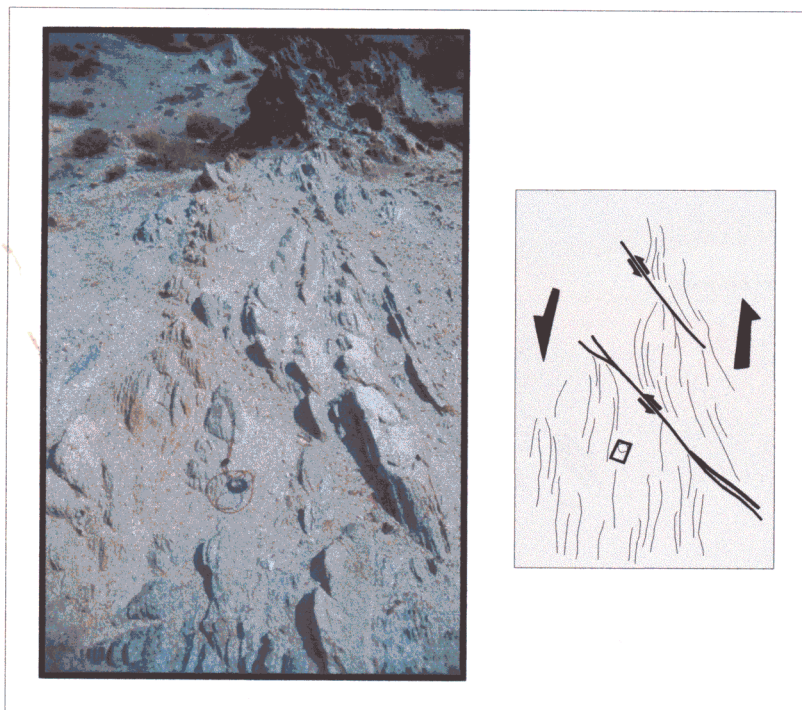




*Fig. 2-51.* Fotografía y esquema estructural de la rambla del Borruezo a su paso sobre la FAM. La elevación y posterior erosión de una cresta de presión paralela a la falla indujo el desvío y posterior captura del cauce de la rambla. En el valle abandonado se conservan restos de depósitos del cauce de la rambla. 1. Esquistos paleozoicos alpujárrides; 2. Filitas y cuarcitas triásicas alpujárrides; 3. Conglomerados rojos Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 4. Relleno aluvial holoceno del valle del Guadalentín.; 5. Restos de cuaternario de rambla abandonados por el antiguo curso.; 6: relieve de la Sierra de En medio.







*Fig. 2-52. Detalle de la cizalla sinistrosa responsable de la formación de fallas secundarias tipo Riedel en la zona de falla de la FAM sobre cuarcitas del complejo Alpujárride, junto a la rambla del Borruezo.*

### Sistemas de fracturación secundaria

En la cartografía de la Fig. 2-48 se identifican varios de los sistemas de fracturación secundaria asociados a la FAM en este sector. Estos sistemas aportan información valiosa a la hora de interpretar la evolución cinemática de la zona de falla principal. Destacan por su importancia los siguientes:

**-Fallas N 70.** Estas fracturas se observan afectando fundamentalmente al basamento Alpujárride de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Se presentan con planos subverticales y movimientos de desgarre, tanto sinestrosa como dextroso. Tanto a escala local como cartográfica, este sistema es intersectado por las fallas de la zona de desgarre de la FAM. En la cuenca de Huercal-Overa se observan fallas con esta orientación pero con movimientos de tipo normal afectando a depósitos tortonienses.

**-Fallas N 90-100.** Son fallas subverticales con movimiento de desgarre dextroso que afectan sobre todo al basamento alpujárride. Al igual que el sistema anterior estas fallas están intersectadas por el corredor de la FAM y en algunos casos presentan movimientos polifásicos de carácter

distensivo sobre todo en los bordes de la cuenca de Huercal-Overa. Por tanto, ambos sistemas parecen haber estado sometidos a una misma evolución del campo de esfuerzos.

**-Fallas N 40-50.** Es el sistema de mayor importancia al conformar el propio corredor de la FAM y haber controlado buena parte de la sedimentación neógena y cuaternaria. Presentan una cinemática inverso-direccional con componente de desgarre sinestrosa. La componente varía de unos puntos a otros. Se identifican cabeceos del vector de deslizamiento que oscilan entre 70° y 25° NE.

Las fallas de este sistema intersectan las de los sistemas anteriores de lo que se deduce su actividad más reciente. Tanto la edad de los materiales más jóvenes a los que afectan (Pleistoceno superior) como el control de las mismas sobre el relieve y la disposición de las depresiones sedimentarias, parecen indicar que a partir del Mioceno medio, las fallas de este sistema se convirtieron en las más activas de la zona, probablemente por su orientación más favorable con respecto al campo de esfuerzos regional.

-**Fallas N 0-20.** Son fallas con planos subverticales en los que los indicadores cinemáticos muestran movimientos sinestrosos y normales. Sus relaciones de corte con las fallas del sistema anterior son complejas y no puede determinarse una secuencia temporal entre ellas.

-**Fallas NO-SE.** Son fallas con movimientos de desgarre sinestrosos y normales. Al igual que las fallas del sistema anterior, afectan tanto a materiales del basamento como materiales miocenos y manifiestan complejas relaciones de corte con las N 40-50 lo que hace pensar en la coexistencia de sus cinemáticas. Forman un sistema conjugado junto con las fallas N 0-20, coherente con un acortamiento horizontal NNO-SSE.

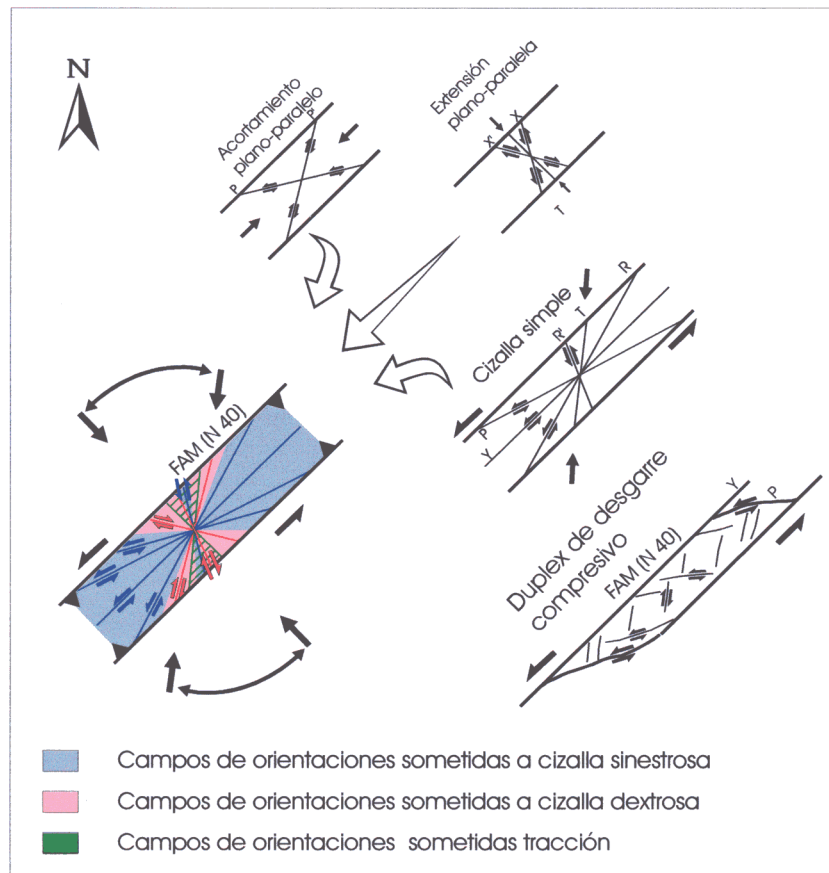
### Interpretación de los sistemas de fracturación.

En la Fig. 2-53 se presenta un modelo cinemático para la fracturación secundaria idéntico al interpretado para el sector Lorca-Totana, si bien orientando en este caso los planos

Y según la dirección que presenta en este sector la FAM. Como puede apreciarse en esa figura todos los sistemas de fracturación que se acaban de describir así como su cinemática pueden explicarse mediante la existencia de estados de esfuerzos compresivos con direcciones de máximo esfuerzo horizontal diferentes con orientaciones que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

La mayoría de los sistemas de fracturación están asociados a la desgarre sinestrosa de los planos Y de dirección N 35-45 compatible con un acortamiento NNE-SSO. El resto de sistemas estaría asociado a un acortamiento NO-SE que genera un sistema de fracturas conjugadas así como una extensión planoparalela que induce cinemáticas de tipo extensional a escala de afloramiento.

Las únicas fracturas que no son compatibles con estos campos son las N 70 dextrosas. Estas fracturas parecen asociadas a un campo de esfuerzos preneotectónico con una dirección de acortamiento próximo a E-O (Sanz de Galdeano, 1983). Las relaciones de corte, tanto a escala de



**Fig. 2-53.** Esquema cinemático y dinámico de la fracturación que resulta de combinar las fracturas que se generan en una zona de cizalla a causa de acortamiento y extensión plano paralelos y de cizalla simple (modificado de Swanson (1988)). Se han señalado con distintos colores los campos de orientaciones sometidos a cizalla dextrosa, sinestrosa y tracción, asimismo se señala el abanico de direcciones de acortamiento compatibles con las cinemáticas de la fracturación (ver explicación en texto). La zona de cizalla se ha orientado paralelamente a la dirección de la FAM en el sector Huercal Overa-Lorca.



afloramiento como cartográfica, indican que efectivamente estas fracturas son mas antiguas que el resto.

El dúplex compresivo de Lorca está formado por la combinación de planos Y N 45 y planos P N 70-90. Estos planos P se observan también a escala métrica y su formación al igual que se interpretó en la zona Lorca-Totana estaria asociada a la reactivación como sinestrosas (bajo régimen transpresivo) de las fracturas preexistentes orientadas favorablemente (sistemas N 70 y N 90-100).

### 2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente

Con el fin de obtener información acerca de la tectónica activa relacionada con el movimiento de la FAM en este sector se han analizado, por un lado la morfología de la red fluvial y sus posibles anomalías y, por otro, la topografía de la zona a través del modelo digital del terreno y el control que sobre la misma esta ejerciendo la falla.

#### **-Red fluvial**

En la Fig. 2-54 se observa un esquema de las principales ramblas que cruzan la zona de falla. Se observa claramente un control sobre las mismas por parte del movimiento sinestroso (o mejor dicho) de la componente sinestrosa del movimiento pleistoceno sup. y holoceno de la FAM. Casi todas las ramblas de cierta magnitud presentan una desviación levógira a su paso por la zona falla en el sector situado entre Pto. Lumbreras y Lorca.

En este sector se han identificado procesos de captura debidos a la erosión remontante sobre lomas de presión paralelas a la falla, que induce la captura de canales encajados en la zona de falla (Fig. 2-51). El barranco del Borruezo, previamente a su curso actual (línea continua) discurría más hacia el Noreste y se abría a la depresión del Guadalentín a través de la rambla situada en primer término en la fotografía. En el valle abandonado se conservan restos del Cuaternario depositado por la rambla cuando discurría por esa zona.

Los saltos horizontales que pueden atribuirse al movimiento horizontal de la FAM considerando estas deflecciones superan los 600 m de longitud. El caso más espectacular es el de

la Rba. Alta que presenta varios codos coincidiendo con el paso de sendas fallas activas paralelas a la zona de deslizamiento principal de la FAM. Incluso aguas abajo, una vez que la rambla se abre a la depresión del Guadalentín, el canal principal presenta un codo que forma un ángulo mayor con la FAM. Considerando el antiguo curso que seguía la Rba. del Borruezo, se obtiene un movimiento en la horizontal que afecta al curso de esta rambla de algo más de 600 m. Valor semejante al medido en la Rba. Alta.

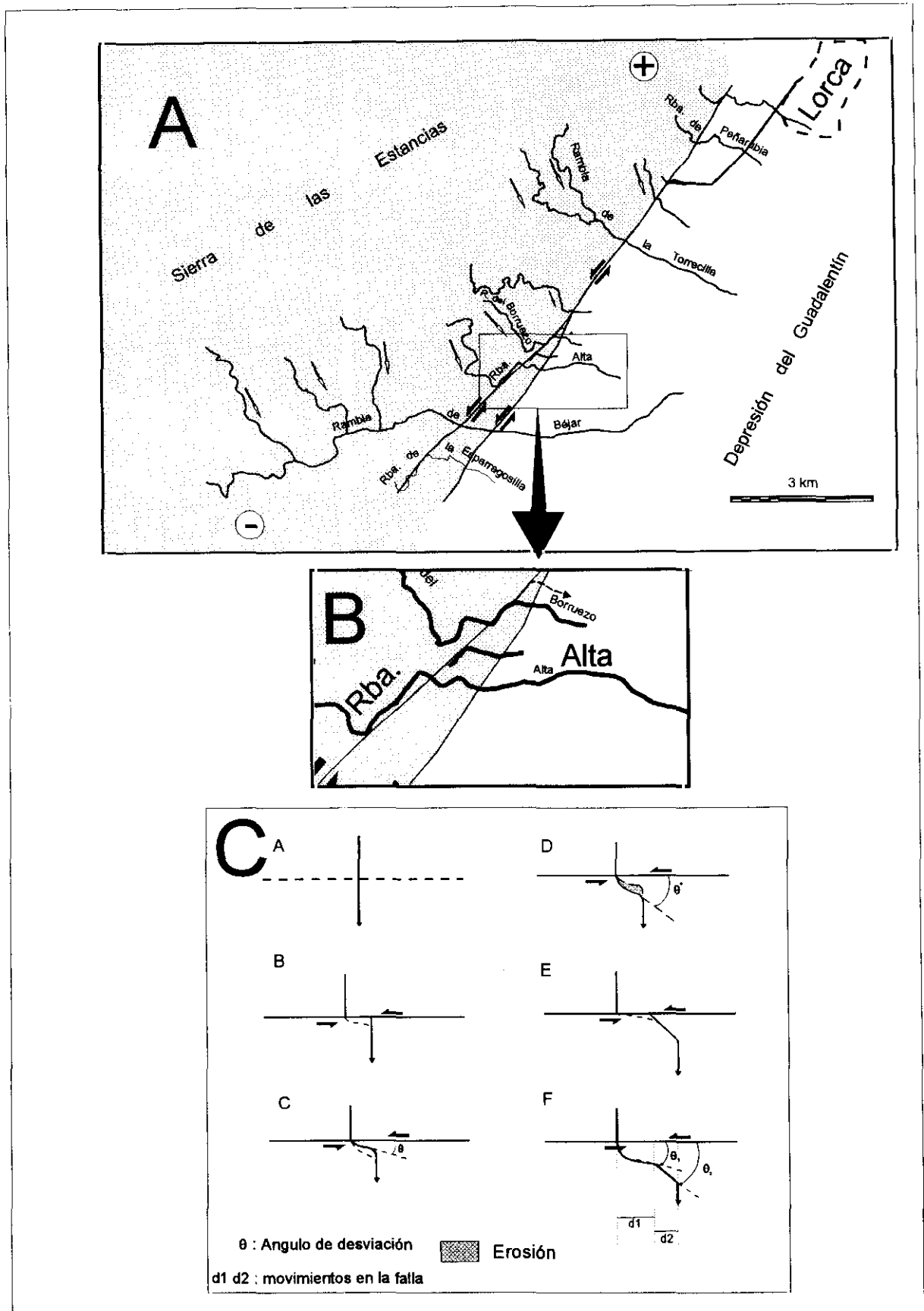
Las geometrías que presentan algunas de las ramblas a su paso por la falla siguen el modelo de Huang (1993) para canales desviados por fallas sísmicamente activas con componente inversodireccional (Fig. 2-54c). Los canales que presentan un codo en respuesta a un movimiento puntual de una falla tienden a recuperar progresivamente su orientación previa transversal a la falla. Ello induce la creación de una segmentación en la dirección del canal. En la Rba. Alta es bastante evidente esa segmentación al Sureste de la zona de falla, tal y como muestra el modelo. Morfologías parecidas se observan en la Rba. de Béjar y en la de Peñarubia.

Estas características de la red fluvial parecen apoyar la vigencia de la actividad de carácter inverso-direccional de la FAM y el posible carácter sísmico de la misma.

Otra evidencia que puede extraerse de la observación de la red fluvial es la orientación que presentan la mayoría de las principales ramblas que desembocan entre Pto. Lumbreras y Lorca. La mayoría de ellas presentan una orientación NO-SE ligeramente oblicua al relieve de la S<sup>a</sup> de las Estancias limitada por la FAM (flechas de la Fig. 2-54a). Una posible explicación de este fenómeno sería la existencia de un basculamiento hacia el SO de edad reciente del bloque levantado por la FAM.

#### **- Topografía**

En el modelo digital y el perfil topográfico acompañante de la Fig. 2-48 se puede observar el control que ejerce la zona de falla de la FAM en el relieve de la zona. Es evidente en esa figura que el sector de la FAM situado entre Pto. Lumbreras y Lorca, coincidiendo con el tramo donde las ramblas presentan las claras desviaciones sinestrosas descritas, limita la zona



**Fig. 2-54.** Deformación de los cauces de las ramblas a su paso sobre la FAM en el tramo Huerca Overa-Lorca. **A:** Mapa de los cauces de las ramblas principales; **B:** Vista detallada de las deflexión que sufren las ramblas Alta y del Borruero (ver fig. 5-51); **C:** Modelo de deflexión cosísmica de cauces fluviales por la actividad de fallas activas de tipo inverso direccional, según Huang (1993). La morfología segmentada de los canales que se observa en el modelo es semejante a la que presentan las ramblas Alta y del Borruero (B).

de la S<sup>a</sup> de las Estancias que presenta menor relieve. Al Sur de Pto. Lumbreras, el relieve situado al NO de la FAM es bastante mayor. Este hecho parece indicar la existencia de una mayor componente inversa en el movimiento de la FAM al Sur de dicha población. Esto coincide con el cambio de orientación de la zona de deslizamiento principal que gira hasta N 70. Ello favorece que gran parte del movimiento de la FAM en su extremo SO se absorba con una cinemática inversa y genere así un mayor levantamiento del bloque situado al NO de la falla.

En el sector situado entre Pto. Lumbreras y el dúplex de desgarre compresivo de Lorca la mayor parte del acortamiento se absorbe con un movimiento que presenta una componente de desgarre predominante. Ello se refleja en la deformación que afecta a las ramblas.

Finalmente, en el sector del dúplex de Lorca la componente inversa vuelve a aumentar favoreciendo la existencia de las mayores alturas situadas en el extremo NE de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. El relieve observado en el modelo digital disminuye, por tanto, desde Lorca hacia Pto. Lumbreras.

### 2.6.1.5. Resumen y conclusiones

A partir del análisis realizado de algunos caracteres neotectónicos y de tectónica activa en este sector de la FAM podemos resumir las siguientes conclusiones parciales:

- Las estructuras menores y los criterios cinemáticos identificados en la zona de falla, tanto en trabajos anteriores como en observaciones de este estudio, indican la existencia de dos cinemáticas diferenciadas en la FAM a lo largo del período neotectónico. Una de desgarre sinestroso con cierta componente inversa (no superior a 30°) y otra con una componente inversa predominante. Ambas cinemáticas están de acuerdo con la existencia de dos campos de esfuerzos compresivos con direcciones de acortamiento horizontal ligeramente diferentes. Uno NO-SE y otro NNE-SSO. Estos dos campos explican todos los sistemas de fracturación identificados excepto los N 70 de desgarre dextrosos.
- No es posible diferenciar en el tiempo una cinemática de la otra. No existen relaciones temporales claras entre una y otra.
- La morfología de bastantes ramblas parece indicar la existencia de períodos de deformación cosísmica que desplaza los canales principales con una componente de desgarre sinestroso. Esta deformación favorece la existencia de procesos de captura.
- La ausencia de dataciones de eventos de movimiento en la FAM impide el cálculo de tasas de movimiento de desgarre. No obstante, las desviaciones horizontales (mayores de 600 m) que presentan algunas ramblas a su paso sobre la zona de desplazamiento principal de la FAM, si consideramos una supuesta edad para la red fluvial de 1 m.a. nos daría una tasa de movimiento horizontal de 0.6 m/Ka. Es decir estaría dentro de la clase de actividad tectónica Tipo 1 (Tasa de movimiento >0.1 m/Ka) en la clasificación de Bull y McFadden (1977).
- Se identifica una variabilidad lateral en el comportamiento neotectónico de la FAM a través de tres criterios fundamentales: 1. Materiales a los que afecta. 2. Estructura interna del corredor, y 3. Expresión morfológica.

En función de estos criterios distinguimos los siguientes sectores con diferencias significativas de comportamiento:

#### -A. Sector H. Overa - Pto. Lumbreras:

Está asociado a la zona de elevado relieve de la sierra de Las Estancias a pesar de que durante el Mioceno no constituyó un límite de la sedimentación. Asimismo, presenta un único plano de deslizamiento principal con una geometría de arco al coincidir con la terminación occidental de la falla.

#### -B. Sector Pto. Lumbreras - Lorca:

Se caracteriza por una mayor complejidad interna. Presenta varias zonas de deslizamiento principal próximas entre sí. La morfología de la Sierra al NO del mismo es más suave. Asimismo, es el sector de la FAM que presenta mayores efectos sobre las ramblas que la atraviesan. Como se tratará

en el capítulo de sismotectónica este segmento coincide con una zona que carece por completo de sismicidad instrumental.

-C. Sector entorno de Lorca: Se caracteriza fundamentalmente por constituir una estructura de dúplex de desgarre compresivo con una cinemática individualizada. Esta cinemática de tipo transpresivo provoca la elevación de un bloque de basamento limitado por dos zonas de desplazamiento principal de la FAM que se encuentran conectadas por planos N 80 de desgarre sinestroso.

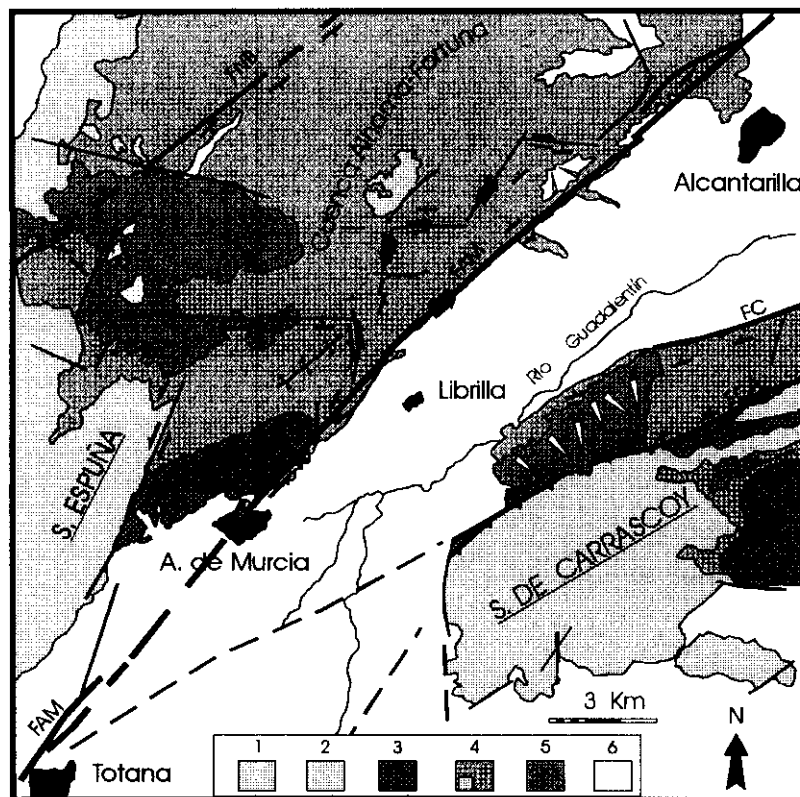
## 2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla

### 2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes

En este tramo, la FAM limita la cuenca neógena de Alhama-Fortuna de la depresión cuaternaria del Guadalentín (Fig. 2-55). El corredor de la FAM en este sector aparece

con una única zona de desplazamiento principal que constituye un límite bastante neto para la sedimentación cuaternaria y presenta en este sector unas características geométricas y estructurales singulares:

- Entre las localidades de Totana y Alhama de Murcia la FAM se encuentra semifosilizada por los materiales cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En este sector la FAM no está controlando el borde Sureste de la S<sup>a</sup> de Espuña sino que pasa 2 Km al Sureste de la misma. El límite de la sierra aparece estructurado por una falla N 20-30 que durante el Mioceno y el Plioceno ha controlado con movimientos de tipo normal la sedimentación al Este de la sierra (Lonergan y Schreiber, 1993).
- A la altura de la localidad de Alhama de Murcia la traza de la FAM sufre un cambio de orientación de N 45 a N 55.
- El único relieve de cierta importancia limitado por la traza de la FAM es el que forma la S<sup>a</sup> de la Muela, compuesto por conglomerados y calcarenitas tortonienses y situado al Norte de Alhama de Murcia.



**Fig. 2-55.** Mapa geológico del tramo Totana-Alcantarilla de la FAM y su entorno. 1. Basamento del Bético Interno (Alpujárride y Maláguide); 2. Carbonatos paleógenos.; 3. Conglomerados y calcarenitas tortonienses; 4. Margas y yesos del Tortoniense sup. -Messiniense; 5. Abanicos aluviales y glaciares pleistocenos; 6. Cuaternario indiferenciado.

- A la altura del tramo Librilla-Alcantarilla de la FAM pero al otro lado de la depresión del Guadalentín, se sitúan dos fallas de gran actividad cuaternaria: son las fallas de Carrascoy y de Cañaricos (Fig. 2-55). Estas fallas controlan el límite entre la depresión del Guadalentín y la S<sup>a</sup> de Carrascoy.

La neotectónica asociada a este tramo de la FAM ha sido estudiada desde dos puntos de vista. Por un lado Montenat et al. (1990d) estudiaron la estratigrafía del borde Sureste de la cuenca de Alhama-Fortuna y del borde Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. Por otro lado, Silva et al. (1992d) y Silva (1994) estudiaron, desde varios puntos de vista, la neotectónica y tectónica activa tanto de la FAM como de las fallas de Carrascoy y de Cañaricos como límites activos de la depresión del Guadalentín.

Del primero de los estudios se obtiene el control ejercido por movimientos verticales de la FAM durante buena parte del Mioceno, tanto en lo que se refiere a la naturaleza como a la distribución de las distintas unidades y formaciones sedimentarias. En este sentido, se destacan las siguientes observaciones de tipo tectosedimentario:

- A: Determinan la existencia de dos series diferentes a un lado y otro de la zona de falla de la FAM. La potencia de la serie neógena al Norte de la FAM es de 1.080 m mientras que al Sur solo alcanza algo más de 600 m.
- B: El Tortoniense inferior esta ausente en el borde Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy.
- C: Describen al Norte de la FAM y a techo del Tortoniense un tramo de conglomerados cuyos cantos presentan litologías metamórficas que no están presentes ni en la S<sup>a</sup> de Carrascoy ni en S<sup>a</sup> de Espuña. Además, su potencia disminuye hacia el NO hasta desaparecer.
- D: En el borde Norte de dicha sierra los depósitos pelágicos del Tortoniense superior están muy poco desarrollados mientras que al Norte de la FAM superan los 400 m de potencia.
- E: En el borde Norte de S<sup>a</sup> de Carrascoy identifican una potente serie de conglomerados finmessinienses que, sin embargo, están ausentes en el borde Sur de la misma.

Estas diferencias en el depósito a un lado y otro de la FAM apoyan la existencia, durante el Mioceno inferior y parte del medio, de una zona emergida en el interior de la actual depresión del

Guadalentín. Asimismo, la naturaleza de los depósitos de edad Tortoniense superior y el Messiniense, adosados al Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, indican que esta Sierra no comenzó a formarse y emerger hasta el Plioceno.

Tanto el estudio geofísico de Gauyau et al. (1977) como el estudio gravimétrico llevado a cabo en el presente trabajo, y descrito en el Capítulo 2.7, apoyan la existencia en el interior de la depresión del Guadalentín de una zona de basamento en profundidad levantado en la vertical de la FAM. Este basamento podría representar el relicto de ese antiguo macizo del Guadalentín.

Del estudio de Silva (1994) se deduce una mayor actividad neotectónica y especialmente cuaternaria de las fallas del borde Sur de la depresión del Guadalentín que de la propia FAM. Esta mayor actividad se deduce tanto del valor de índices geomorfológicos de actividad de frentes de montaña, como del mayor grado de deformación que presentan los abanicos aluviales cuaternarios que se adosan a la falda de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. En este sentido, y usando esos criterios, Sirva et al. (1992d) clasificaron el frente de montaña del Norte de Carrascoy como de Clase 1 (tasa de movimiento > 0.1 m/Ka) dentro de la clasificación de clases de actividad tectónica de Bull y Mcfadden (1977), mientras que al tramo Alhama-Alcantarilla de la FAM se le asigna dentro del Clase 2 (tasa de movimiento < 0.03 m/Ka).

#### 2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia

A lo largo de su recorrido en este sector, la FAM afecta a una secuencia de materiales similar a la estudiada en el sector Lorca-Totana:

#### **Mioceno**

- 1: Conglomerados, areniscas y margas del Tortoniense inferior y medio. Forman la S<sup>a</sup> de la Muela al Norte de Alhama de Murcia.
- 2: Yesos estratificados del Tortoniense superior y Messiniense. Aparecen incluidos en la zona de falla verticalizados y cizallados en el sector SO mientras que la deformación es menos intensa en la zona central y NE.
- 3: Margas, arenas y conglomerados continentales messinienses. Están implicados en la zona de falla en la mayor parte de su recorrido y en

algunos puntos incluso verticalizados.

### **Plioceno**

-4: Arenas y conglomerados.

### **Cuaternario**

-5: Depósitos aluviales. Están deformados en pocos puntos. Generalmente están ausentes de la zona de cizalla por erosión.

#### 2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM

A partir de la cartografía así como de reconocimientos de campo se han identificado tres direcciones de fracturación preferente que controlan la deformación de los materiales neógenos y cuaternarios tanto en la zona de falla de la FAM como en su entorno. Destacan entre ellas:

-Fallas N 20-35 con movimientos polifásicos normales y sinistrosos. Estas fallas controlan el borde Sureste de S<sup>a</sup> España con movimientos distensivos intramiocenos (Lonergan y Schreiber, 1993). Asimismo, el edificio volcánico de Barqueros de 7 m.a. de edad y tipo lamproítico (Fuster et al., 1967; Bellon et al., 1983), parece asociado a la apertura de fallas de este sistema. Gauyau et al. (1977) identificó en su estudio gravimétrico saltos de componente vertical en estas fallas. Además de la actividad distensiva, presentan arrastres de tipo desgarre sinistoso que afecta a los conglomerados y a los yesos tortonienses.

-Fallas N 90-100 con movimientos de desgarre dextrosos y/o inversos. Estas fallas controlan los afloramientos de los materiales pleistocenos (Fig. 2-55). Además, parecen articularse con las N 35 formando bloques con cinemática individualizada.

-Fallas N 45-55. Constituyen la zona de desplazamiento principal de la FAM y presentan criterios cinemáticos de movimiento de desgarre sinistoso y movimiento inverso con componente sinistoso. Deforman materiales miocenos, pliocenos y cuaternarios. En el flanco Sur de la S<sup>a</sup> de la Muela, y siempre al Norte de la FAM, aparecen fallas normales de dirección N 45 que rompen los niveles conglomeráticos tortonienses (Fig. 2-56).

-Fallas N 55-65 de Carrascoy y Cañaricos. Estas fallas se sitúan al otro lado de la depresión del Guadalentín pero influyen de manera notable en la actividad neotectónica de la FAM. Presentan una cinemática claramente inversa que afecta a materiales de edad desde mioceno medio hasta Pleistoceno. Su actividad inversa hace que se eleve la S<sup>a</sup> de Carrascoy en relación con la depresión cuaternaria del Guadalentín.

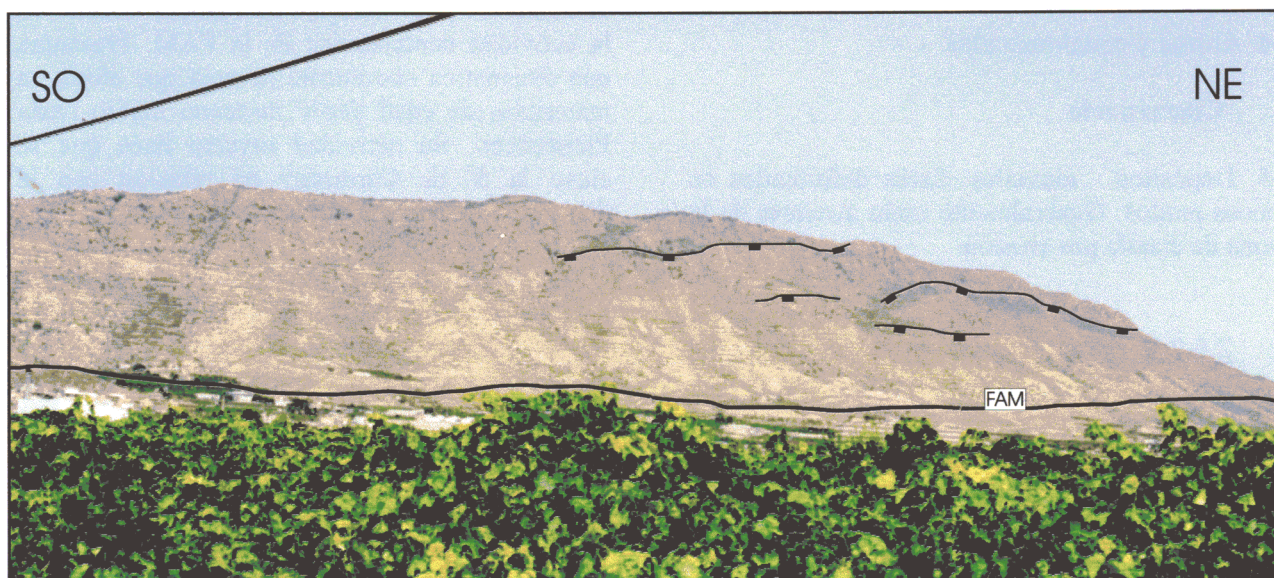
La interpretación cinemática y dinámica considerada para esta fracturación es semejante a la descrita en el tramo Huercal Overa-Lorca. Todos los sistemas de fracturación que hemos descrito y sus cinemáticas son coherentes con un campo de esfuerzos compresivo con un acortamiento variable entre NNE-SSO y NO-SE. Solo las fallas N 50 normales son incoherentes, aunque podrían explicarse del mismo modo que se hizo con las fallas equivalentes estudiadas en el sector Lorca-Totana.

#### 2.6.2.4. Análisis e interpretación morfotectónica

En el modelo digital del terreno de la Fig. 2-57 se puede apreciar la traza de la FAM entre las localidades de Totana y Alcantarilla. En el tramo Totana-Alhama de Murcia apenas si limita relieves. El único relieve significativo que controla se sitúa al SE de su traza. Entre Alhama y Librilla la componente inversa del movimiento explica la elevación de la S<sup>a</sup> de la Muela formada por materiales del Tortoniense inferior y medio que aparecen a cotas muy por encima de los materiales messinienses del resto de la cuenca Alhama-Fortuna. A partir de Librilla y hasta Alcantarilla, el control sobre el relieve de la FAM es de nuevo escaso. Ello parece indicar que el salto vertical durante el Plioceno y el Cuaternario ha sido menor en este sector que en otros tramos de la falla.

En los tres perfiles topográficos de la Fig. 2-57 aunque más claramente en el A y el C, se observa la misma tendencia regional de inclinación del relieve hacia el SE que se vio en el análisis morfotectónico del sector Lorca-Totana. En este caso, sin embargo, la FAM apenas induce ninguna modificación en esa tendencia. Es la actividad reciente de la falla de Carrascoy y la consiguiente elevación de la S<sup>a</sup> de Carrascoy la que rompe dicha tendencia.





**Fig. 2-56.** Vista frontal de la Sierra de la Muela, con la localidad de Alhama de Murcia al pie. Se observan varias fallas normales rompiendo las calcarenitas tortonienas en el bloque levantado de la sierra que está controlada en su base por la actividad de La FAM.

La disposición de la red fluvial cuaternaria aparece menos distorsionada por la falla que en otros sectores. Se aprecia, sin embargo, una disposición de los canales predominantemente paralela a la FAM al NO de la misma aprovechando la estructuración de los materiales miocenos. En el interior de la depresión del Guadalentín, el curso del río se encuentra adosado a los miocenos del borde NO de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. La dirección rectilínea de su cauce, paralela a la FAM indica el posible control tectónico ejercido por ésta. Es también interesante destacar el drenaje en sentido inverso a la dirección de la corriente del río Guadalentín (hacia el NE) que presentan las ramblas de Algeciras y Librilla. Este fenómeno es respuesta a una compleja dinámica fluvial pleistocena inducida por los movimientos tectónicos verticales relativos entre el valle del Guadalentín y de las sierras circundantes (Silva, 1994).

También es interesante anotar el fuerte encajamiento que presenta la Rba. de Librilla en los depósitos cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En el corte topográfico B de la Fig. 2-57 observamos que ese encajamiento coincide con una zona ligeramente más elevada de la superficie topográfica inclinada hacia la S<sup>a</sup> de Carrascoy (Fig. 2-57). Ello parece indicar la existencia de un basculamiento o flexura hacia el SE controlada por la actividad conjunta de la FAM y de la falla de Carrascoy que induce ese encajamiento. Además, ese basculamiento favorecería la migración del cauce del río Guadalentín hacia el borde de la S<sup>a</sup> de Carrascoy.

En el sector aquí estudiado, como antes se señaló, la tasa de movimiento cuaternario y, en general, el grado de actividad reciente es claramente inferior a la del resto de la FAM. Existen dos hechos morfológicos asociados a la

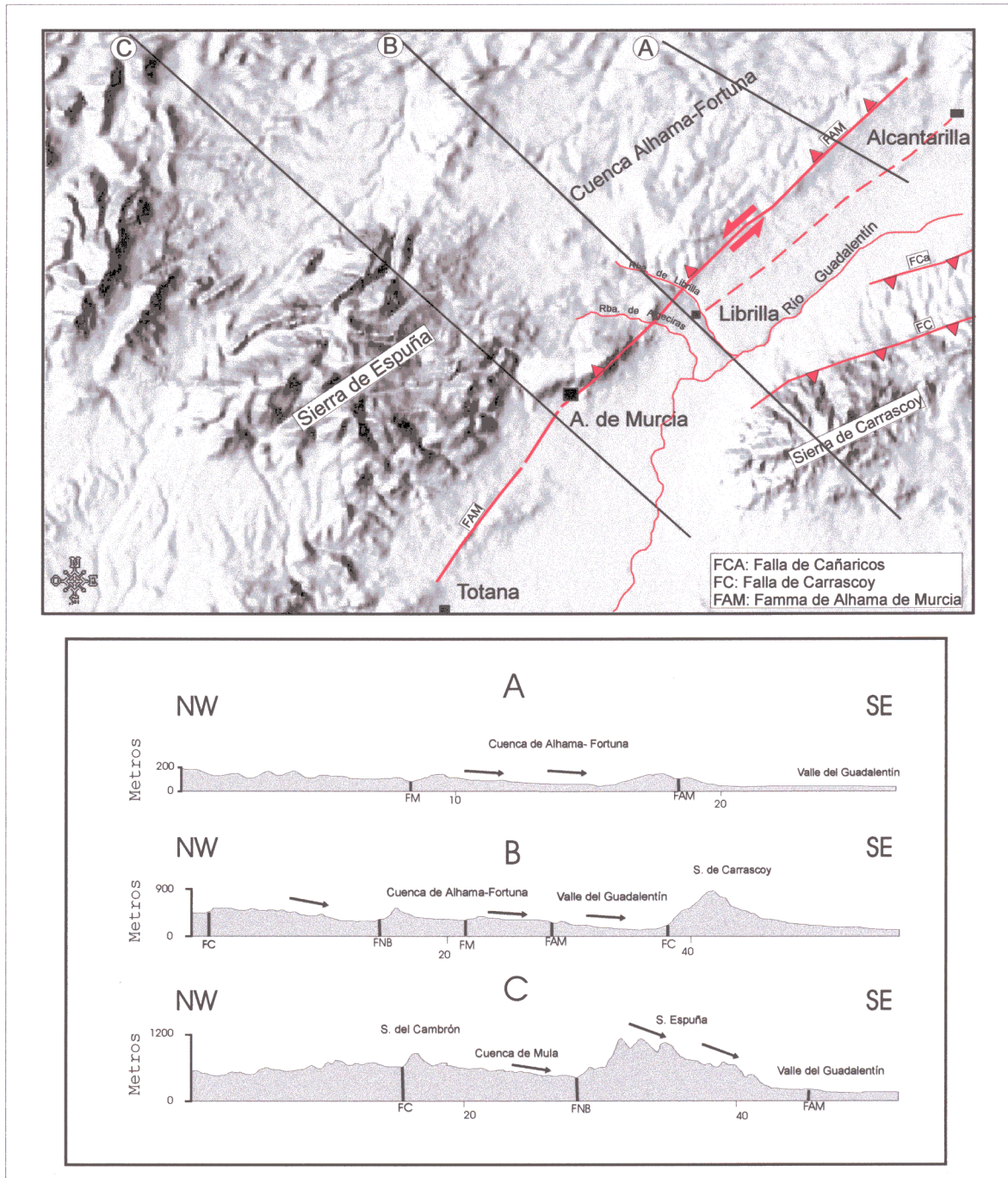


S<sup>a</sup> de Carrascoy que explican la variación lateral en el comportamiento de la misma en este sector. Estos hechos se resumen en:

-A: La propia formación y crecimiento de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, que tal y como se cito anteriormente y como muestran los trabajos de tipo tectosedimentario realizados con anterioridad, se produjo durante el Plioceno y el Cuaternario. Su elevación está asociada al movimiento inverso de la

falla de Carrascoy. El movimiento vertical absorbido por ella no se transfiere hacia el Norte.

-B: La posición de la S<sup>a</sup> de Carrascoy a un lado de la depresión del Guadalentín coincide con la posición al otro lado, del tramo de la FAM que menor control sobre el relieve presenta, debido a una menor tasa de actividad reciente en la vertical.



**Fig. 2-57.** Modelo digital del terreno del entorno del tramo Totana-Alcantarilla de la FAM sobre el que se marca la posición de los perfiles topográficos A, B y C.

2.6.2.5. Resumen y conclusiones

- Los distintos sistemas de fracturación con actividad durante el período neotectónico y su cinemática son coherentes con la existencia de una dirección de acortamiento horizontal variable entre NO-SE y NNE-SSO.
- La formación y evolución de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, así como su posición respecto a la FAM, parecen indicar que en este sector de la FAM, parte importante del acortamiento horizontal cuaternario es absorbido por la falla de Carrascoy en la formación y elevación de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. La FAM presenta por ello un menor grado de actividad cuaternaria en este sector de la FAM y menor que la propia falla de Carrascoy.
- Al igual que ocurría para el tramo Huerca - Lorca, en este tramo de la FAM parece observarse variabilidad lateral en el comportamiento neotectónico y actual. Utilizando los mismos criterios que en aquel caso, podemos diferenciar tres sectores que parecen presentar distintas tasas de movimiento durante el período neotectónico. Un primer sector entre Totana y A. de Murcia; un segundo sector entre Alhama y Librilla y un tercero entre Librilla y Alcantarilla.
- El menor grado de actividad de la FAM implica la menor creación de relieve durante el cuaternario desde Alhama de Murcia hacia el NE.

**ABRIR CAPÍTULO 2.7**





**ABRIR CAPÍTULO 2.6**

## 2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM

2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huerca Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla

## **2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas**

2.7.1. Marco geológico y geofísico de la depresión del Guadalentín

2.7.2. Objetivos concretos del estudio gravimétrico y metodología aplicada

2.7.3. Información de subsuelo

2.7.4. Modelización

2.7.5. Resumen y discusión de las conclusiones obtenidas del estudio gravimétrico





## 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas

A lo largo de este capítulo se presenta el estudio gravimétrico realizado en la depresión cuaternaria del Guadalentín (DG) con el fin de conocer la estructura del basamento e identificar posibles fallas ocultas activas bajo los depósitos recientes. Fallas que puedan comportarse como fuentes sismogénicas o al menos puedan haber tenido actividad neotectónica.

En los últimos años, se han realizado numerosos estudios detallados de carácter estructural, geofísico y modelizaciones de deformaciones cosísmicas en zonas de elevada sismicidad donde las fuentes sismogénicas se creían bien conocidas. Estos estudios han permitido reconocer la importancia como fuentes sismogénicas de fallas que no presentan traza en superficie (*fallas ocultas*). Estas fallas han sido identificadas y estudiadas a través de la existencia de flexuras, pliegues, cuencas o evidencias geomorfológicas indirectas asociadas a su actividad, tanto en fallas normales (Valensise y Pantosti, 1992), inversas (Stein y Yeats, 1989; Valensise y Ward, 1991; Hummon et al., 1994; Merritts y Hesterberg, 1994) y desgarres (Binham y King, 1989). En algunos casos la actividad de estas fallas solo pudo identificarse *a posteriori* después de que generasen terremotos de cierta intensidad. Tal es el caso por ejemplo de la falla de Coalinga en California (Stein y King, 1984), o el de varios segmentos de la falla de Spitak en Armenia (Cisternas et al., 1989). En otros casos se han activado sísmicamente con terremotos de gran magnitud fallas que no presentaban expresión superficial alguna y cuya misma existencia se desconocía. El caso más evidente fue el terremoto de Northridge de 1994 en California (Yeats y Huftile, 1995; USGS & SCEC, 1994).

### 2.7.1. Marco geológico y geofísico de la depresión del Guadalentín

La depresión tectónica del Guadalentín (DG) (Fig. 2-58) se encuentra flanqueada por varias unidades morfoestructurales que ya han sido citadas en capítulos precedentes.

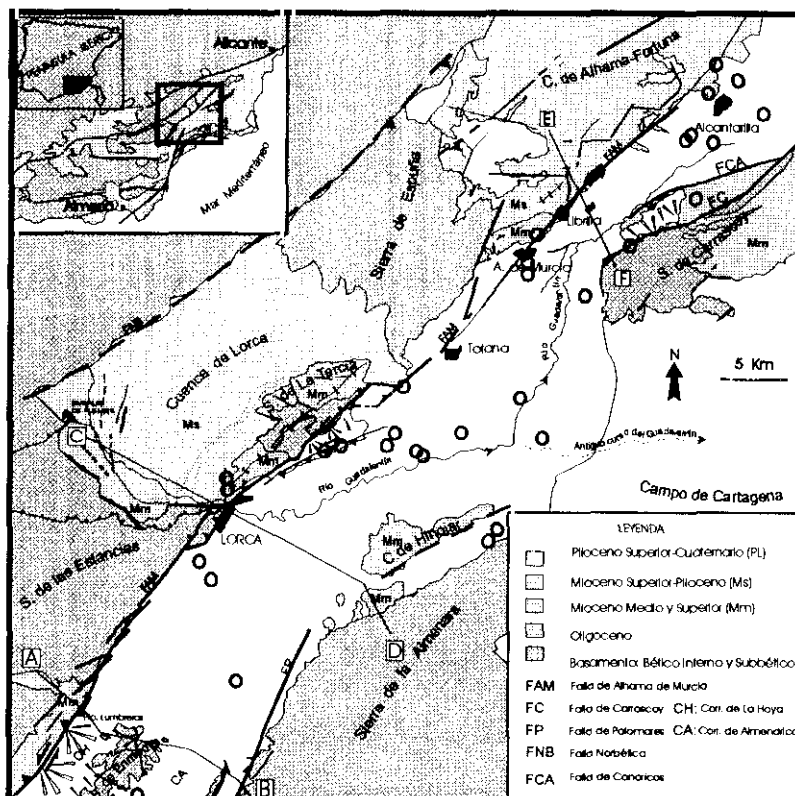
En el interior de la DG solo afloran materiales pliocenos y cuaternarios. Solo allí donde el río Guadalentín se encaja de modo importante llega a cortar depósitos más antiguos. La única excepción es la S<sup>a</sup> de Enmedio que aflora en el centro de la depresión y está constituida por rocas metamórficas del Bético Interno.

La depresión morfológica del Guadalentín no se restringe únicamente al valle por donde circula el río Guadalentín sino que se continua al Suroeste de Lorca durante mas de 15 km (Fig. 2-59).

Hasta el momento únicamente se han realizado estudios geofísicos detallados del tramo nororiental de la DG donde la traza de la FAM, que controla su borde Noroeste, no se observa

con claridad en superficie. Gauyau et al., (1977) elaboraron un mapa de anomalía de Bouguer cuya interpretación, combinada con la de varios sondeos eléctricos permitió observar la prolongación de la FAM bajo los depósitos recientes que rellenan el valle del Segura y parte de la cuenca de Fortuna hasta conectar con el corredor de la falla de Crevillente a la altura de Albaterra.

En dicho trabajo se dan a conocer una serie de altos estructurales de basamento en el interior del valle del Guadalentín y del valle del Segura (Fig. 2-2). Los bloques levantados de basamento Bético Interno que generan el afloramiento del macizo del Segura al Norte y Oeste de Orihuela, interpretamos que pueden continuarse lateralmente en el interior de la DG hasta la localidad de Alcantarilla, según los ejes de anomalías positivas. Hacia el Noreste, en el interior de la vega Baja del Segura dichos autores interpretan una serie de fallas de direcciones NO-SE y NE-SO (paralelas a la FAM) que controlan el levantamiento y hundimiento de bloques de basamento. La prolongación de la FAM hacia el NE controla la disposición de límites de facies miocenas.



**Fig. 2-58.** Mapa geológico de la depresión del río Guadalentín y su entorno. Sobre el mapa se representan las principales fallas con actividad neotectónica y las unidades morfoestructurales mayores. Asimismo, se ha proyectado la sismicidad ocurrida en el interior de la depresión que presenta errores bajos de localización. A-B; C-D y E-F. Perfiles gravimétricos realizados.

Por otra parte, la traza de la FAM no parece presentar cambios de orientación significativos en este sector. Desde Totana hasta el límite nororiental propuesto por Gauyau et al. (op cit) la dirección se mantiene bastante constante N 45, y el Bloque hundido se sitúa al NO de la falla.

En el límite septentrional de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, los datos geofísicos también indican la presencia de al menos una zona de falla que la limita en toda su longitud.

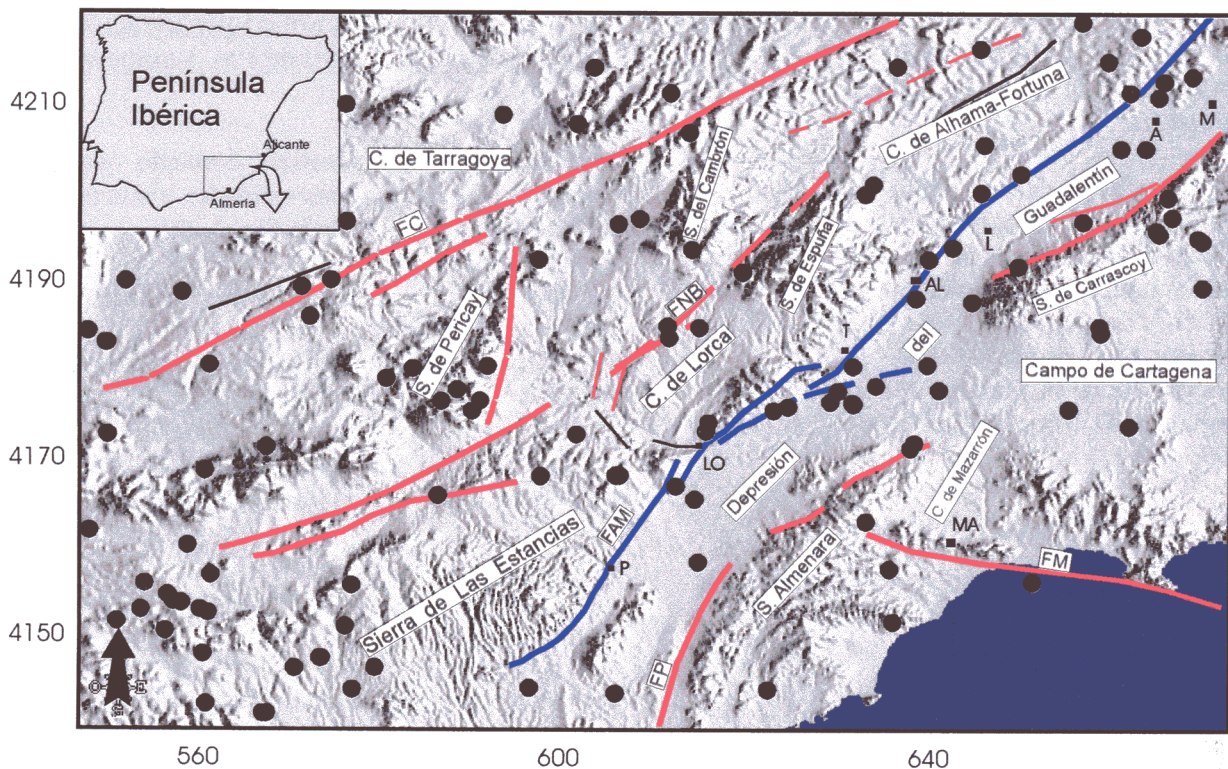
En el sector Suroeste de la DG (al Este de Puerto Lumbreras) y en el Mapa Hidrogeológico de España (ITGE, 1985), a partir de datos de sondeos mecánicos y sondeos eléctricos verticales, se interpreta la existencia de bloques de basamento elevados en el interior de la depresión, que están limitados por fallas paralelas a los límites del valle. Fallas que pueden presentar saltos importantes. Rodríguez Estrella et al. (1989) usando la misma metodología confirma la existencia de esa zona elevada en el centro del valle a la que denomina

“horst de Bujécar-Los Chaparros” y afirma que puede continuarse hacia el Norte hasta la altura de Lorca. Las fallas que limitan esta zona levantada presentan direcciones subparalelas a los límites de la DG y además interpreta la existencia de otras fracturas NO-SE transversales a la estructura elevada.

## 2.7.2. Objetivos concretos del estudio gravimétrico y metodología aplicada

Se han realizado tres perfiles gravimétricos transversales a la traza de la falla que cortan en su totalidad la DG (Figs. 2-58 y 2-59). En el capítulo (1.7.2.3) se explicó la metodología gravimétrica aplicada en este trabajo. Con la aplicación de esa metodología se pretendían unos objetivos concretos que pueden resumirse en los siguientes:

- Obtener datos acerca de la estructura en profundidad de la FAM.



**Fig. 2-59.** Modelo digital del terreno de la depresión del Guadalentín y su entorno, sobre el que se han representado las principales unidades morfoestructurales, así como la sismicidad instrumental con error de localización horizontal < 5 Km ocurrida desde en el período 1950-1995. P. Pto. Lumbreras; Lo. Lorca; T. Totana; AL. Alhama de Murcia; L. Librilla; A. Alcantarilla; M. Murcia; FAM. Falla de A. de Murcia; FC. Falla de Crevillente; FNB. Falla Norbética; FP. Falla de Palomares; FM. Falla de las Moreras.

- Identificar saltos en el basamento y cambios de potencia de las unidades neógenas y cuaternarias que permita identificar y correlacionar lateralmente posibles fallas ocultas posiblemente activas.
- Estimar espesores de materiales neógenos y cuaternarios que puedan ayudar a calcular magnitud de saltos verticales de la FAM y con ello calcular tasas de movimiento a largo plazo.
- Obtener información acerca de la continuidad en profundidad bajo el relleno mioceno de la cuenca de Lorca de las fallas con actividad neotectónica que se observan en los bordes de la misma.
- Aportar nuevos criterios estructurales para la segmentación tectónica de la FAM.

De la aplicación de la metodología gravimétrica obtuvimos tres perfiles de anomalía de Bouguer transversales a la DG. Antes de proceder a su modelización se recopiló la información previa del subsuelo que ayudara en lo posible a una modelización lo más realista posible.

### 2.7.3. Información de subsuelo

Antes de proceder a la modelización de los perfiles gravimétricos, se realizó una búsqueda bibliográfica de datos de potencias y profundidades de todas las formaciones neógenas y cuaternarias que rellenan las cuencas de Lorca, Hinojar, Alhama-Fortuna y la depresión del Guadalentín. Estos datos se resumen en el Anexo 2 y han sido considerados a la hora de ajustar los modelos de densidades en cada perfil.

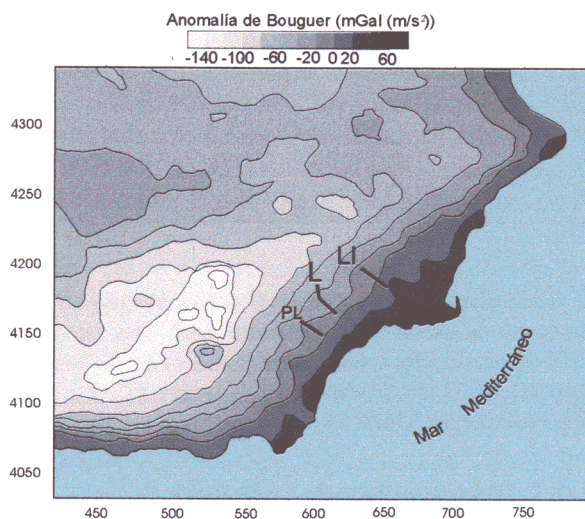
### 2.7.4. Modelización

Para obtener los modelos de densidades que mejor se ajusten a las anomalías de Bouguer obtenidas en cada perfil realizado, hemos llevado a cabo la modelización en 2 ½ D basada en el método de Talwani et al. (1959) usando los algoritmos descritos en Won y Bevis (1987). El cálculo en 2 ½ D está basado en Rasmusen y Pedersen (1979). En la modelización se ha considerado un modelo de corteza terrestre bidimensional sin curvatura que se extiende



lateralmente hasta  $+\infty$  y  $-\infty$  en la dirección perpendicular al perfil y hasta 30.000 y -30.000 km en la dirección del mismo con el fin de evitar efectos de borde.

Los perfiles de anomalía de Bouguer obtenidos se localizan en el sector de la Cordillera Bética donde se ha identificado una tendencia regional de aumento de la anomalía hacia el Sureste (Fig. 2-60) asociada al adelgazamiento cortical desde el eje de la cordillera hacia el Mar de Alborán (Banda y Ansorgue, 1980, Torné y Banda, 1992; Banda et al., 1993).



**Fig. 2-60.** Mapa de anomalía de Bouguer del sureste de la Cordillera Bética (datos del Instituto Geográfico Nacional). Se señala la posición de los tres perfiles gravimétricos realizados.

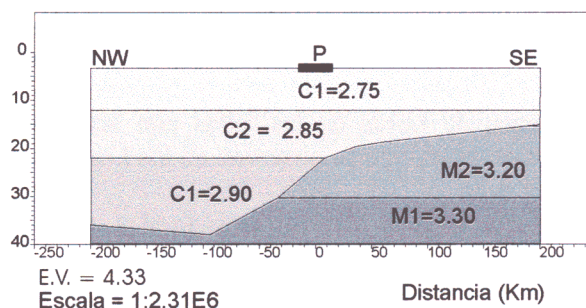
En nuestro estudio, para ajustar esta tendencia regional, hemos considerado un modelo de corteza similar al modelizado en Torné y Banda (1992) para una transversal de las Béticas Orientales (Fig. 2-61) se representa el modelo utilizado. Consideramos una corteza que se adelgaza desde 38 km al Noroeste hasta 15 km al Sureste y que está estratificada en tres capas de densidad decreciente hacia arriba desde 2.90 hasta 2.75 gr/cm<sup>3</sup>. Los perfiles realizados se sitúan en medio de la zona de adelgazamiento cortical que se produce de forma relativamente gradual. En las zonas Internas, donde se localizan los dos perfiles, el nivel inferior de corteza estaría ausente debido a un posible *detachment* asociado al proceso de rifting que afectó durante el mesozoico al dominio Sudibérico (García Hernández et al., 1980).

#### 2.7.4.1. Modelización e interpretación estructural del perfil de Pto. Lumbreras

Este perfil se realizó cortando perpendicularmente las distintas unidades estructurales de la zona (corte A-B de la Fig. 2-62).

Varias características morfoestructurales como la brusca desaparición hacia el NE de la S<sup>a</sup> de Enmedio, así como el curso rectilíneo de la Rba. de Nogalte parecían indicar la posible existencia de una falla oculta de dirección NO-SE paralela al perfil realizado. Por ello se realizó un perfil auxiliar perpendicular (A'-B' de la Fig. 2-62) con el fin de identificarla.

Los modelos más simples construidos para explicar la Anomalía de Bouguer se observan en la Fig. 2-62b. En el modelo se ha considerado la misma densidad para todo el basamento (2.73 gr/cm<sup>3</sup>), aunque para un mejor ajuste del pico que presenta la anomalía en el borde Oeste de la S<sup>a</sup> de Enmedio fue necesario incluir un dique de mayor densidad (2.9 gr/cm<sup>3</sup>). Las litologías que componen la S<sup>a</sup> de Enmedio son muy variadas y son muy frecuentes los afloramientos de diques de diabasas. A los depósitos miocenos y pliocenos que rellenan el corredor de la Hoya se les dio una densidad de 2.0 gr/cm<sup>3</sup> y 2.13 gr/cm<sup>3</sup> a los que rellenan el corredor de Almendricos.



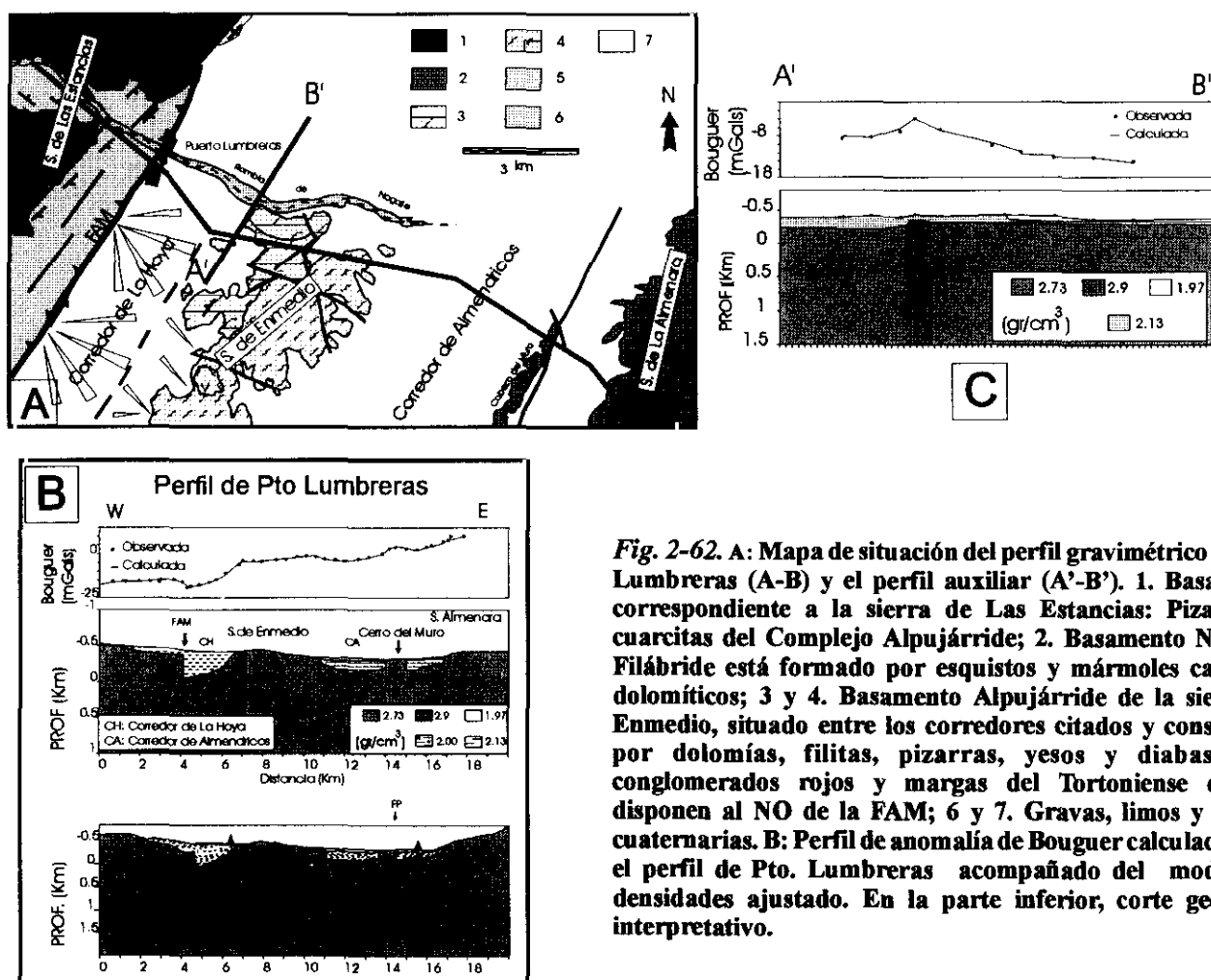
**Fig. 2-61.** Modelo de corteza regional utilizado en la modelización de los perfiles gravimétricos del valle del Guadalentín. Basado en el modelo de Torné y Banda (1992); P. posición de los perfiles.

De estos modelos pueden extraerse varias conclusiones de carácter neotectónico:

- La máxima profundidad de basamento se identifica junto a la traza de la FAM en el bloque Sureste y en los flancos del cabezo del Muro.
- Se identifica un salto vertical en la FAM que controla un importante cambio de potencia en los materiales neógenos situados entre la S<sup>a</sup> de Las Estancias y la S<sup>a</sup> de Enmedio. Este salto puede llegar a alcanzar 400 m.
- Se identifican saltos bruscos del basamento en los flancos del cabezo del Muro que pueden asociarse a sendas fallas de dirección N 20 que ponen en contacto los depósitos miocenos y pliocenos con los mármoles del basamento.
- En el borde de S<sup>a</sup> Almenara, los depósitos de gravas aluviales solapan el contacto entre el neógeno y el basamento. Este contacto, probablemente controlado por una falla, no presenta un salto vertical importante.
- En los bordes de la S<sup>a</sup> de Enmedio se observan también gradientes de densidad aunque más atenuados. La potencia de los depósitos miocenos que rellenan el corredor de La Hoya es máximo en la proximidad de la FAM y disminuye gradualmente hacia la S<sup>a</sup> de Enmedio.
- El perfil auxiliar A'-B' confirma la existencia de un cuerpo de elevada densidad en el borde occidental de la S<sup>a</sup> de Enmedio. En dicho perfil no se deduce la existencia de ninguna falla de orientación NO-SE. La profundidad del basamento no presenta variaciones significativas a lo largo del mismo.

### Interpretación

En la Fig. 2-62b se muestra un corte geológico interpretativo utilizando la información de campo combinada con el modelo de densidades realizado. En este corte se observa que el máximo control sedimentario está ejercido



**Fig. 2-62.** A: Mapa de situación del perfil gravimétrico de Pto. Lumbreras (A-B) y el perfil auxiliar (A'-B'). 1. Basamento correspondiente a la sierra de Las Estancias: Pizarras y cuarcitas del Complejo Alpujárride; 2. Basamento Nevado-Filábride está formado por esquistos y mármoles calizos y dolomíticos; 3 y 4. Basamento Alpujárride de la sierra de Enmedio, situado entre los corredores citados y constituido por dolomías, filitas, pizarras, yesos y diabasas; 5. conglomerados rojos y margas del Tortonense que se disponen al NO de la FAM; 6 y 7. Gravos, limos y arenas cuaternarias. B: Perfil de anomalía de Bouguer calculado para el perfil de Pto. Lumbreras acompañado del modelo de densidades ajustado. En la parte inferior, corte geológico interpretativo.



por el movimiento de componente vertical de la FAM, que en este sector presenta una única zona de desplazamiento principal. Este movimiento genera un depocentro tortoniense rellenado por la erosión del relieve de las sierras de Enmedio y de Las Estancias. La elevación de esta sierra así como la del cabezo del Muro estaría controlada por fallas antitéticas y sintéticas que generaron levantamientos y hundimientos durante la compresión miocena. En el bloque levantado por la FAM se observan fallas normales con buzamiento contrario a la FAM pero de dirección paralela. Estas fallas como se estudió en el capítulo (2.4.3) son coetáneas con el movimiento inverso de la FAM durante el Mioceno superior y controlan la posición de zonas donde se conservan potencias importantes de conglomerados y margas tortonienses.

Por tanto, la gravimetría confirma la existencia en el interior de la DG de fallas NE-SO, paralelas a los relieves de basamento, que han controlado sus movimientos verticales durante el Mioceno y Plioceno. Interpretamos un mayor grado de actividad en las fallas de dirección N 20 que limitan el cabezo del Muro y que forman parte de la zona de falla de Palomares (Aellen, 1990). Estas fallas se encuentran ahora ocultas por los depósitos aluviales más recientes. Asimismo, la prolongación hacia el Noreste de las fallas interpretadas en el perfil se pueden correlacionar con las interpretadas por métodos eléctricos por Rodríguez Estrella et al. (1989). Por tanto, el horst de Bujécar-Los Chaparros descrito en el segundo de los trabajos citados sería la continuación hacia el Noreste de la Sª de Enmedio.

### 2.7.4.2. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Lorca

El perfil de Lorca (figura 2-63a) se realizó con una orientación NO-SE atravesando las unidades y materiales que se observan en la figura: borde Sur de la cuenca de Lorca, depresión del Guadalentín, separada de la anterior por la FAM, cuenca de Hinojar y basamento Nevado-Filábride de la Sª de La Almenara.

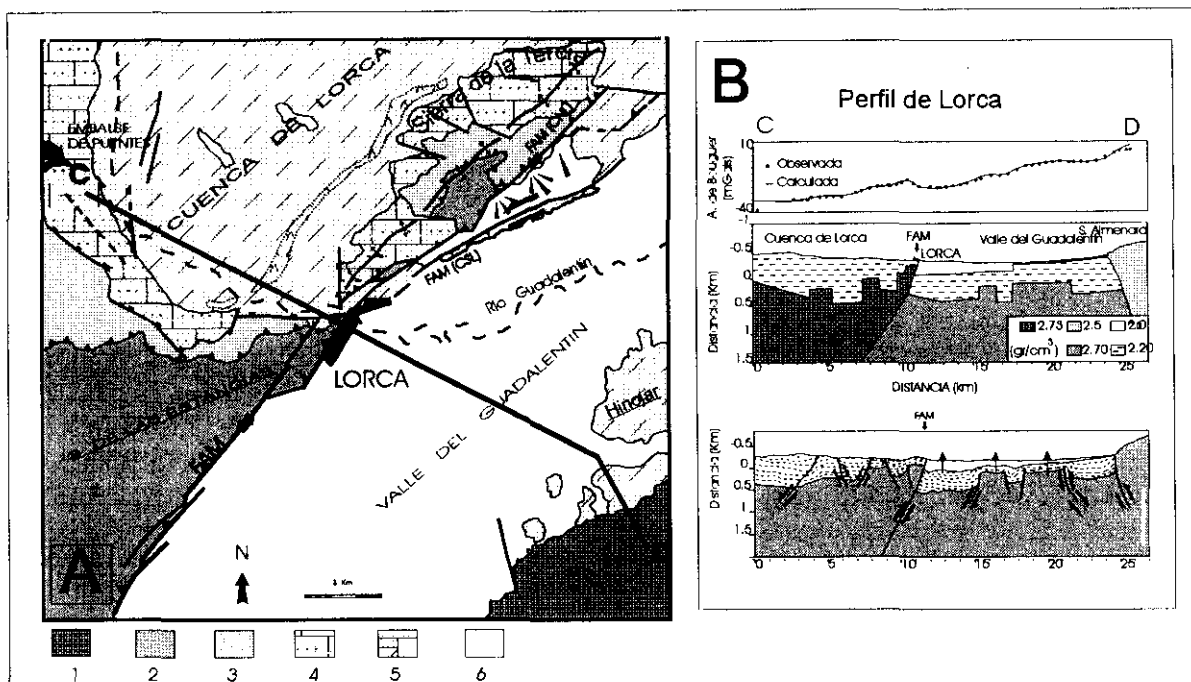
Este perfil se ha realizado a lo largo de dos carreteras paralelas al río Guadalentín por sus dos riveras, separadas una media de 300 m. Las anomalías obtenidas en los dos perfiles fueron

combinadas en uno solo. El perfil resultante presenta por tanto una equidistancia final media entre estaciones inferior a 250 m.

Para un mejor ajuste del modelo se consideraron varias densidades para el basamento de Bético Interno utilizando información de superficie. Se ha tenido en cuenta que en la Sª de Las Estancias existe una unidad dolomítica y filítica del complejo Maláguide cabalgando sobre pizarras, filitas y cuarcitas del complejo Alpujárride ligeramente más denso. En la Sª Almenara se ha considerado la existencia, identificable en la cartografía, de una superposición de mantos de filitas y dolomías sobre los materiales pizarrosos y esquistosos del complejo Nevado-filábride. En el interior del valle del Guadalentín se consideró una densidad intermedia para el basamento. Para las margas, calcarenitas y yesos neógenos se ha considerado una densidad media de  $2.20 \text{ gr/cm}^3$  y para las gravas, limos y arenas fluviales pliocuaternarias una densidad de  $2.00 \text{ gr/cm}^3$ .

El modelo obtenido (Fig. 2-63 a) muestra una serie de bloques de basamento levantados y hundidos. La profundidad del basamento y la potencia del Neógeno y del Cuaternario en la zona central y oriental del valle del Guadalentín está controlada por algunos sondeos. La potencia de gravas y limos aluviales cuaternarios aumenta desde 50 m, o menos, en el centro de la depresión hasta mas de 250 m junto a la FAM. Asimismo, el basamento se encuentra más alto en el centro de la depresión. En el tramo del perfil al Norte de la FAM la potencia de cuaternario aluvial es escasa y se ha despreciado en el modelo.

El relleno mioceno de ese sector aumenta escalonadamente a medida que el perfil se interna en la cuenca de Lorca llegando a alcanzar hasta 900 m. Lo bloques de basamento levantados y hundidos que se interpretan al NO de la FAM están limitados por fallas que pueden correlacionarse con fallas cartografiadas en el borde Norte de la Sª de Las Estancias (mapa 5). A la altura de Lorca se identifica un bloque de basamento levantado por la FAM y limitado probablemente por otras fallas secundarias, que están a pocos metros de la superficie. En el capítulo (2.9.3.1) se analiza la posición en planta de dichos bloques de basamento en relación con las fallas activas durante el Neógeno que se han identificado en el borde Suroeste de la cuenca de



**Fig. 2-63.** A: Mapa geológico de situación del perfil gravimétrico de Lorca (C-D). 1. dolomías y filitas del complejo Nevadofilábride; 2. Cuarcitas y esquistos del complejo Alpujárride; 3. Dolomías y filitas del complejo Alpujárride; 4. Calcarenitas tortonienses; 5. Margas, yesos y conglomerados del Mioceno sup.; 6. Limos, gravas y arenas cuaternarias. B: Perfil de anomalía de Bouguer calculado para el perfil de Lorca acompañado del modelo de densidades ajustado. En la parte inferior, corte geológico interpretativo.

Lorca. Los saltos que se pueden inferir en estas fallas a partir de los cambios de potencia que ocasionan superan los 200 m.

Por otra parte, al Sureste de la FAM se identifican dos bloques de basamento levantados en la zona central del valle del Guadalentín. Estos bloques controlan los máximos y mínimos de los depósitos margosos miocenos y no se puede descartar su control también sobre parte de los depósitos aluviales pliocuaternarios. Las potencias de neógeno deducidas superan los 700 m tanto al Norte como al Sur de las zonas de basamento elevadas. En el extremo SE del perfil, el basamento de la S. Almenara parece cabalgar una potencia importante de mioceno de la depresión de Hinojar. La potencia de este mioceno está de acuerdo con las observaciones estratigráficas de Larouzière et al. (1987).

### Interpretación

Un corte geológico interpretativo asumiendo el modelo anterior y la geología de superficie se muestra en la Fig. 2-63b. La FAM está controlando el levantamiento del bloque de basamento al NO de Lorca, sobre el que se asienta la cuenca. En el interior de este bloque

levantado se identifican fallas de dirección N-S a NE-SO con importantes saltos de carácter normal sinsedimentario. Apoyando esta interpretación están los bruscos cambios de potencia que se observan en los afloramientos de las calcarenitas tortonienses de la zona. La denominada falla del Cejo (ver mapa 5) limita un brusco cambio en las potencias de esas calcarenitas desde más de 120 m al Oeste de la falla hasta poco más de 7 m al Este. Asimismo, las margas tortonienses previas al depósito de yesos messinienses presentan un máximo depocentro a escala de la cuenca que está situado precisamente en el sector atravesado por este perfil (Montenat, 1977). Este depocentro se encuentra controlado por la actividad combinada de las fallas observadas en el modelo, la falla de Las Viñas y la FAM (ver capítulo 2.9).

Los datos de sondeos superficiales existentes entre los dos perfiles gravimétricos hasta ahora analizados, (anexo 3-1) así como las interpretaciones de los sondeos eléctricos verticales aportadas por Rodríguez Estrella et al. (1989), apoyan la posibilidad de que el alto de basamento observado en el centro del valle del Guadalentín, pueda correlacionarse con el afloramiento de basamento de la Sª de Enmedio. Estaríamos ante el paleorelieve lineal que durante el Mioceno Inferior constituía un macizo cuya

erosión generó la unidad conglomerática roja del Serravaliense - Tortonense inferior que aflora en el borde Sureste de la S<sup>a</sup> de Las Estancias.

### 2.7.4.3. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Librilla

El perfil de Librilla, localizado en la zona más septentrional del área estudiada, se realizó cortando la DG a la altura de la citada población (Fig. 2-64a). Este perfil atraviesa de NO a SE la cuenca neógena de Alhama-Fortuna, la zona de falla de la FAM, la depresión del Guadalentín y la S<sup>a</sup> de Carrascoy (ver materiales el la figura).

Para modelizar el perfil de anomalía obtenido (Fig. 2-64b) al basamento Interno se le han dado dos densidades diferentes. 2.75 gr/cm<sup>3</sup> para el basamento situado bajo la cuenca Alhama-Fortuna y el valle del Guadalentín y 2.50 gr/cm<sup>3</sup> para el basamento que forma la S<sup>a</sup> de Carrascoy. A los conglomerados, yesos y margas neógenas se les ha dado una densidad media de 2.25 gr/cm<sup>3</sup> y 2.00 gr/cm<sup>3</sup> a los depósitos aluviales de gravas arenas y limos cuaternarios de la DG.

En el modelo ajustado se observa que la FAM no limita cambios de potencia importantes de los depósitos neógenos. Aquí la traza de la FAM se sitúa en la zona central de un bloque de basamento levantado de aproximadamente 3 km de anchura. Este bloque está limitado por escalones netos y muy verticales con saltos de 300 m al Este y 400 m al Oeste. Desde el borde SE del bloque, coincidiendo con la posición del pueblo de Librilla, hacia el Sureste aumenta de forma escalonada la potencia de neógeno hasta alcanzar 600 m en la vertical del actual cauce del río Guadalentín. Este escalonamiento parece estar controlado por fallas con salto vertical importante. Al NO de la FAM el neógeno de la cuenca de Alhama-Fortuna alcanza casi 800 m de potencia. Estos espesores son equiparables a los observados en los estudios de campo realizados tanto en la cuenca de Alhama-Fortuna como en el borde Noroeste de S<sup>a</sup> de Carrascoy (Montenat et al., 1990d).

Los depósitos aluviales del valle del Guadalentín presentan su máxima potencia en la vertical del cauce del río. Es interesante el hecho de que en la zona situada entre la FAM y Librilla

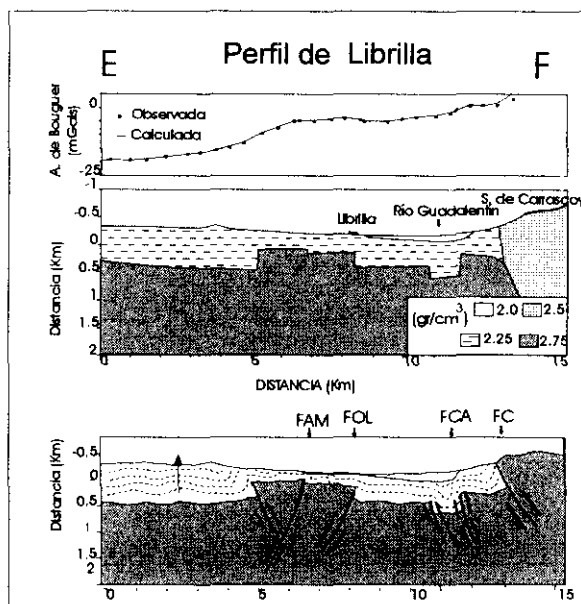
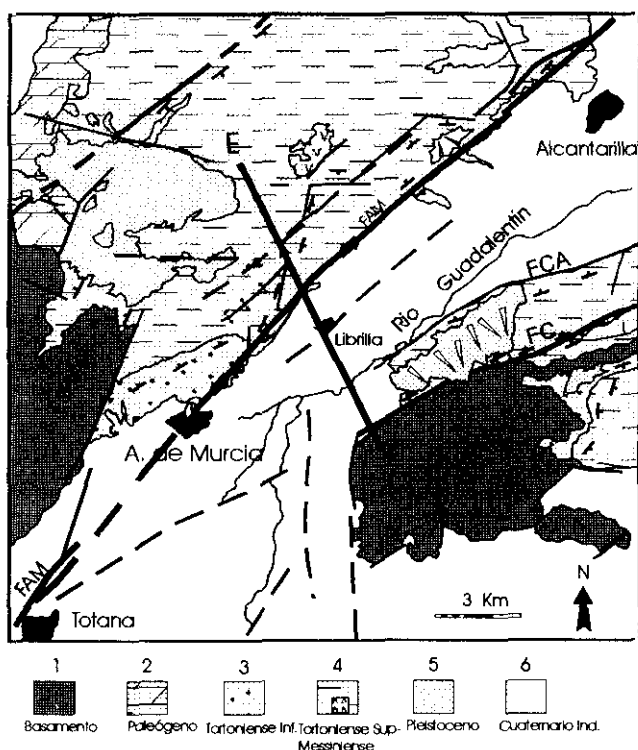


Fig. 2-64. A: Mapa geológico de situación del perfil gravimétrico de Librilla (E-F). 1. Filitas y dolomías con abundantes intercalaciones de yesos pertenecientes al complejo Maláguide; 2. Carbonatos paleógenos; 3. conglomerados tortonienses; 4. margas, yesos y edificio volcánico de Barqueros del Tortonense-Messiniense; 5. Abanicos y glacis pleistocenos; 6. Gravias, limos y arenas cuaternarios. B: Perfil de anomalía de Bouguer calculado para el perfil de Librilla, acompañado del modelo de densidades ajustado. En la parte inferior, corte geológico interpretativo.

la potencia de depósitos aluviales es muy escasa, como puede apreciarse allí donde las ramblas procedentes de la cuenca Alhama-Fortuna se encajan en ellos, mientras que entre Librilla y la S<sup>a</sup> de Carrascoy (coincidiendo con la zona de mayor hundimiento relativo del basamento) la potencia de aluvial es mucho mayor. Además, el cauce actual del río no discurre por el eje central de la depresión morfológica del Guadalentín sino por la zona central de la banda situada entre la que hemos denominado falla oculta de Librilla y la falla de Carrascoy. Parece que es la supuesta falla de Librilla que limita por el Sur el bloque de basamento levantado, y no la FAM, la que controla la posición del río Guadalentín y sus depósitos en tiempos recientes.

Por lo que se refiere al borde Sureste del modelo, se ajusta más a la anomalía si, como se aprecia en superficie, la falla de Carrascoy se sitúa buzando hacia el Sureste.

### Interpretación

Lo que más llama la atención en un corte geológico interpretativo asumiendo el modelo (Fig. 2-64b) es que la FAM se disponga en la zona central del bloque de basamento levantado. En este sector, la FAM aparece acompañada por un cortejo de fallas secundarias N 20, N 65 y N 90 elevando y hundiendo bloques de basamento y de neógeno. Al Norte de Alhama de Murcia, existe de un bloque de conglomerados tortonienses (sierra de La Muela) que se encuentra muy por encima de su elevación normal en el resto de la cuenca. Además, en el propio casco urbano de Alhama llega a aflorar el basamento metamórfico. Esto parece apoyar la continuidad lateral hacia el Suroeste del bloque de basamento levantado limitado por fallas con direcciones próximas a la de la FAM.

Es también apreciable la asimetría en corte y en planta de la DG. Esta asimetría está asociada a la mayor importancia del movimiento vertical de la falla de Carrascoy durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario con respecto a la FAM. En este sentido, es destacable el hecho de que desde la localidad de Alhama de Murcia hacia el NE la FAM no genera relieves importante en su bloque Noroeste como ocurre en el resto de su traza.

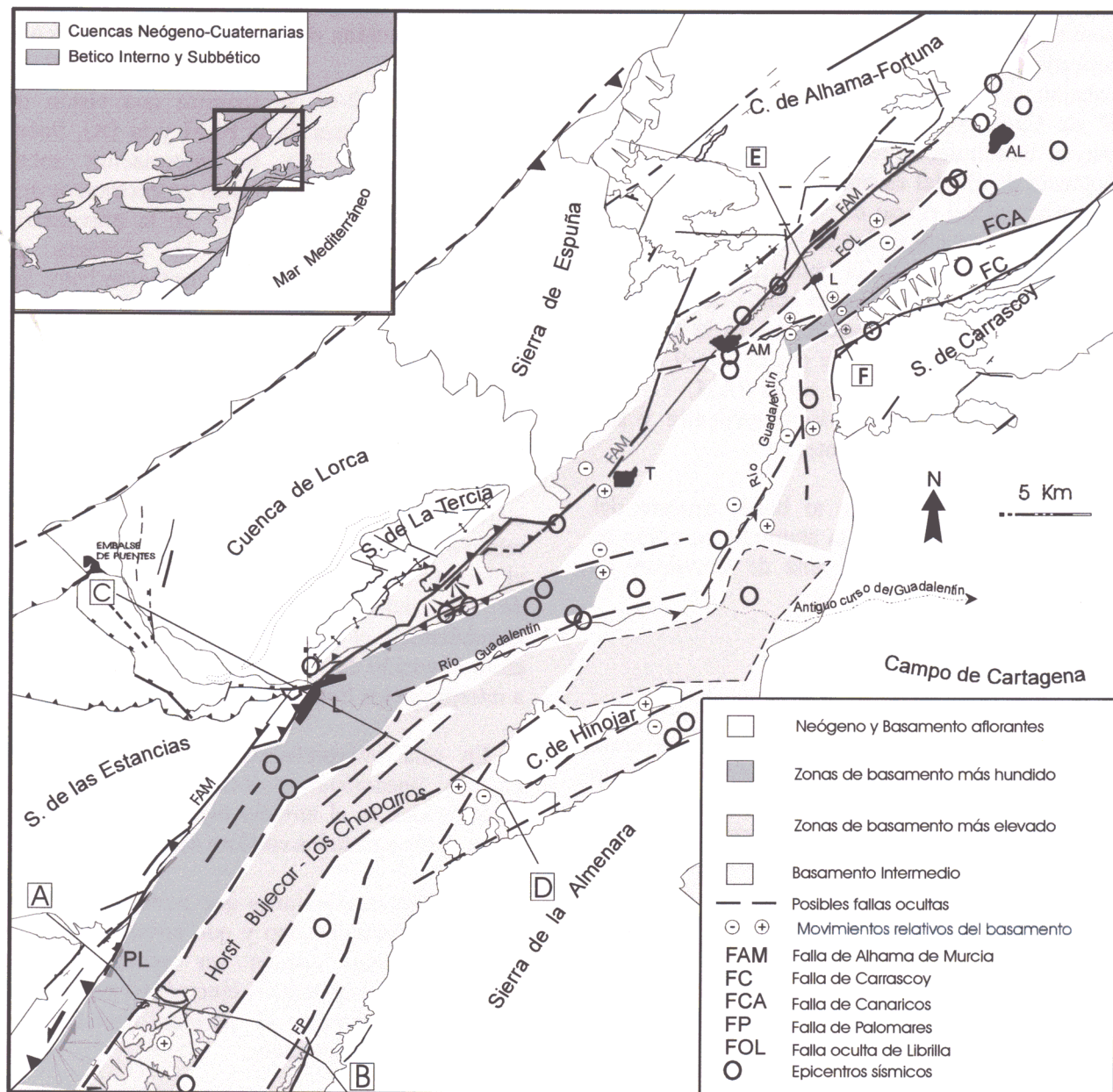
### 2.7.5. Resumen y discusión de las conclusiones obtenidas del estudio gravimétrico

En la Fig. 2-65 se muestra una visión de conjunto de la traza de la FAM y la DG. Sobre ella se ha añadido la información sobre levantamientos y hundimientos neotectónicos que se pueden interpretar a partir de la gravimetría realizada, combinada con la geología de superficie. Se propone una correlación entre las zonas de basamento levantadas y hundidas durante el período neotectónico. Los datos de sondeos descritos con anterioridad apoyan la continuidad lateral de algunas de las fallas que controlan estos bloques. En sombreado oscuro se han marcado las zonas que habrían sufrido mayor hundimiento relativo y en sombreado claro las que han sufrido mayor levantamiento relativo. La correlación con fallas activas durante el período neotectónico, que afloran en los bordes de las sierras que bordean el valle del Guadalentín y el control que estas parecen ejercer en la dirección del cauce del río, ayudan también a interpretar los límites de estos bloques.

En esta interpretación han sido utilizados algunas lineaciones y anomalías topográficas identificadas en el modelo digital del terreno así como datos aportados en Gauyau et al. (1977).

Entre las conclusiones que podemos destacar del estudio gravimétrico y que constituyen datos e indicios que pueden ser aplicados a la segmentación y al análisis cinemático y dinámico de la FAM durante el período neotectónico, destacamos los siguientes:

- La estructura en profundidad de la FAM presenta variaciones laterales significativas. En la zona de Puerto Lumbreras se identifica una única zona de desplazamiento principal que limita los depósitos neógenos y el basamento de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Hacia el Noreste sin embargo la gravimetría muestra la presencia de fallas con saltos verticales importantes paralelas y próximas a la traza principal de la FAM. En el sector de Librilla estas fallas presentan mayor salto que la propia FAM y forman un bloque de basamento levantado de varios kilómetros de anchura.



**Fig. 2-65.** Mapa interpretativo de la estructura en profundidad de la depresión del Guadalentín a partir de los datos gravimétricos y de sondeos.

- En el sector de Puerto Lumbreras la FAM presenta un salto inverso postortonense mayor de 400 m. Se confirma la existencia de las fallas supuestas por Aellen (1990), necesarias para explicar la evolución tectosedimentaria de los corredores de La Hoya y Almendricos. En el interior del corredor de Almendricos se identifican potencias relativamente importantes de neógeno. Se identifican fallas de direcciones próximas a la FAM (o más norteadas) en el

interior de la DG que controlan movimientos de levantamiento y hundimiento neotectónicos de bloques de basamento. Estas fallas limitarían por el Noroeste y el Sureste la S<sup>a</sup> de Enmedio y el cabezo del Muro y pueden conectarse con las interpretadas por Rodríguez Estrella et al. (1989) que limitan el horst de Bujecar-Los Chaparros.

- En el sector de Lorca se confirma la continuación bajo el aluvial de la DG de la traza principal de la FAM así como las de



varias fallas con componente normal orientadas de N-S a NE-SO. Estas fallas son correlacionables con las que afloran afectando al neógeno y al cuaternario en el borde Noreste de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Dichas fallas presentan saltos sin y posttortonioses de más de 200 m.

- Datos puntuales de sondeos situados en el interior del valle del Guadalentín permiten correlacionar el alto de basamento identificado al Sureste de Lorca con el que induce el afloramiento del basamento en la S<sup>a</sup> de Enmedio.
- En el sector de Librilla se identifica un bloque de basamento levantado limitado por fallas y por cuya parte central discurre la traza principal de la FAM. El límite Sureste de esta zona elevada (denominada falla oculta de Librilla) está fosilizada por el cuaternario aluvial, pero controla una zona de menor potencia de cuaternario y basamento elevado que puede seguirse hasta Alcantarilla. El movimiento reciente del bloque hundido al Sureste de la falla de Librilla controla el discurrir del cauce actual del río Guadalentín y la mayor potencia de los depósitos aluviales pliocuaternarios. La prolongación hacia el Oeste de la falla de Cañaricos (Silva, 1994) (Fig. 2-55) bajo los depósitos aluviales más recientes coincide con una de las fallas modelizadas que controlan la zona de mayor hundimiento del basamento.
- En varios estudios previos de los depósitos neógenos que rodean la depresión del Guadalentín, se pone de manifiesto, a partir de la composición litológica de las unidades detríticas tortonioses, la presencia de antiguas áreas madre situadas en lo que ahora es el interior de la depresión del Guadalentín (Montenat, 1977; Armijo, 1977). Áreas madre semejantes han sido descritas más al Norte a lo largo de los valles del Guadalentín y del Segura hasta la zona del macizo del Segura (Montenat, 1977; Montenat et al., 1990d). Las fallas que controlan este alto estructural deberían tener una dirección paralela a la FAM y longitudes superiores a los 30 Km. Algunas de ellas, como se desprende de la gravimetría aquí realizada parecen haber controlado localmente depósitos recientes.

- La erosión de esas áreas madre generaba aportes al relleno de las cuencas de Lorca y de Alhama-Fortuna. En estos momentos, exceptuando una banda de unos 6 a 8 Km de anchura asociada a la zona de falla de la FAM, la profundidad del basamento en ambas cuencas neógenas y en las zonas más hundidas de la DG son semejantes. Ello testimonia un proceso de inversión tectónica acaecido durante el período neotectónico.
- En el interior de la DG existe una sismicidad significativa (ver Fig. 2-65 y capítulo 4) en función de varios hechos: -A: Los epicentros de los terremotos de Lorca del 6-6-1977 y 24-3-1978 con una magnitud ligeramente superior a cuatro se sitúan al Sureste de la traza superficial de la FAM (que buza hacia el Noroeste) y se localizan próximos al límite Noroeste del bloque de basamento levantado en el centro de la DG. -B: Cuatro kilómetros al Noreste de la S<sup>a</sup> de Enmedio se produjo un terremoto de magnitud 2.8 el 9-12-1991 que presenta una buena localización y cuyo epicentro se sitúa próximo al límite Sureste del citado bloque de basamento. -C: Al Sur de Totana existe una alineación de epicentros coincidente con la prolongación hacia el interior del valle de CSL. Esta alineación sigue la misma dirección que el curso del río Guadalentín en ese sector. -D: Finalmente, al Oeste de Alcantarilla y en los alrededores de Librilla se han producido varios terremotos que se localizan dentro del valle.

Weber-Band et al. (1995) realizaron un estudio geológico-estructural comparativo del delta de Sacramento y del valle de San Fernando en California. Son áreas con abundantes datos de perfiles sísmicos, registros de sondeos y sismicidad que demuestran la existencia de fallas ocultas activas. Del estudio obtienen un conjunto de características geológicas y geomorfológicas que, según los autores, pueden ser utilizadas como criterios para identificar otras depresiones susceptibles de contener fallas ocultas activas. Estas características las resumen en cinco:

- 1: Relleno asimétrico de sedimentos postmiocenos.
- 2: Estructuras de plegamiento en materiales cuaternarios.



-3: Existencia de bloques levantados limitados por fallas inversas de alto ángulo formando estructuras *pop up* en el lado más abrupto de la cuenca.

-4: Evidencias estratigráficas de tectónica extensional que causó subsidencia previa a la tectónica compresiva.

-5: Proximidad a una falla de desgarre mayor en uno o ambos lados de la cuenca.

En la depresión tectónica del Guadalentín como puede desprenderse de los trabajos de

carácter estructural y geomorfológico realizados en sus bordes, se dan todas esas características. Ello unido a los resultados aportados en esta investigación, y a la existencia de una significativa sismicidad incluida en el interior de la depresión del Guadalentín, apoya la existencia de fallas ocultas activas en el interior de la misma. Fallas que por sus probables dimensiones podrían originar rupturas sísmicas de magnitudes importantes.

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM

2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huerca Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla

2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas

## **2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia**

2.8.1. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia como fuente sismogénica

2.8.1.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación

2.8.1.2. Resumen

2.8.2. Segmentación del sector Lorca-Totana como fuente sismogénica

2.8.2.1. Sismicidad potencial en función la segmentación

2.8.2.2. Resumen



## 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia

El concepto de segmentación de una falla activa, introducido por Allen (1968) que sugirió la división de la zona de falla de San Andrés en cinco segmentos mayores sobre la base de la existencia de variaciones laterales tanto en el comportamiento sísmico histórico como en el tipo de rocas afectadas. Este concepto, se basa en el hecho de que en zonas de falla activas de cierta longitud, las rupturas sísmicas no suelen romper en toda su longitud, sino en determinados segmentos, aun cuando puedan activarse uno o más de uno en cada ciclo sísmico. Asimismo, las fallas activas pueden segmentarse a muy distintas escalas, desde segmentos de longitudes métricas a decenas de kilómetros (Schwartz y Sibson, 1989; Sibson (1989), Keller y Pinter, 1996). Siguiendo a éstos últimos autores, podemos diferenciar dos tipos de segmentación:

- *Segmentación estructural* : Basada en la identificación de cambios laterales en la zona de falla: cambios de orientación, de anchura, cambios en el tipo de material afectado, etc. A estos cambios en la propia zona de falla podemos añadir, como se discutirá en este capítulo, la identificación de cambios laterales también en las estructuras de escala regional cuyo crecimiento esté asociado al movimiento de fallas activas. Estos cambios estarán directamente causados por cambios laterales en la actividad de la falla por lo que su identificación es tanto o más valiosa que la de los cambios geométricos locales en la falla.
- *Segmentación sísmica* : Esta segmentación se basa en la historia sísmica de la falla. Esto es, en la identificación directa o indirecta de los segmentos de la falla que se han activado individualmente en el pasado o en la actualidad. Esta segmentación puede basarse en datos paleosísmicos, datos de sismicidad histórica y/o en datos de sismicidad instrumental (datos sismológicos).

Ambos tipos de segmentación están genéticamente interrelacionados y si tuviéramos la cantidad suficiente de datos estructurales de superficie, estructurales en profundidad,

paleosísmicos y sismológicos, los dos tipos de segmentación aplicados a una misma zona de falla deberían dar resultados idénticos.

En zonas sometidas a una tasa de deformación intermedia como es el caso de la zona de colisión entre las placas Euroasiática y Africana a la altura de la península Ibérica (tasa de acercamiento de 4 a 6 mm/a (Argus et al., 1989), las tasas de movimiento en las zonas de falla principales y por tanto, las tasas de acumulación de energía elástica no son muy elevadas. Ello conlleva que los intervalos de recurrencia de los terremotos máximos asociados a cada falla sean también relativamente elevados. Según la clasificación de terremotos tectónicos de Scholz (1990) los intervalos de recurrencia que cabría esperar para los terremotos máximos en zonas intraplaca con influencias de borde de placa, sometidas a tasa de deslizamiento entre 0.1 y 10 mm/a (como es el caso de la zona estudiada), se situarían entre 100 y 10.000 años. En la Cordillera Bética nos encontramos más cerca de la segunda que de la primera cifra. Este elevado intervalo hace que tanto los datos paleosísmicos como de sismicidad histórica e instrumental asociados a la actividad de las fallas sean más escasos y de obtención más dificultosa que en zonas de mayor actividad.

Todo lo expuesto ha hecho que los intentos de segmentación realizados hasta ahora en zonas de falla concretas de la Cordillera Bética han sido de tipo *estructural*. En el área de estudio, Silva et al. (1992a) propusieron una segmentación del conjunto de la FAM basándose fundamentalmente en cambios de la dirección de la zona de falla, la densidad de fracturación secundaria y la anchura de la zona de falla. Distinguen los siguientes "segmentos característicos con patrones estructurales diferentes":

- Segmento Huercal-Overa - Lorca (32 Km).
- Segmento Lorca - Totana (28.4 Km).
- Segmento Alhama - Alcantarilla (24.6 Km).
- Segmento Murcia - Orihuela (26.7 Km).

En nuestra opinión, las variaciones laterales del número de fracturas en la zona de falla o la anchura de la misma, no son criterios suficientes para segmentar una falla con el propósito de caracterizarla desde un punto de vista sismogénico. La gran mayoría de la fracturación secundaria superficial que acompaña a una falla principal con componente de desgarre desaparece en profundidad, tal y como se ha mostrado en numerosos trabajos de deformación experimental, (Tchalenko, 1968; Olivier, 1987...entre otros). En los experimentos descritos en estos trabajos se observa la complejidad estructural que genera en la zona superficial un único plano de cizalla en profundidad (ver discusión en Price y Cosgrove (1990)). Esta observación ha sido realizada en numerosos ejemplos naturales, sobre todo en zonas sometidas a régimen transpresivo (Wilcox et al., 1973, Harding, 1985; Woodcock y Schubert, 1994...entre otros).

El dúplex de desgarre compresivo de Matalauva, (descrito en el capítulo 2.4.6) presenta una longitud de 2 Km y una anchura de 600 m, y si consideramos una relación de forma lógica, no debe extenderse a profundidades superiores a 2 ó 3 Km. Ello implica que para las profundidades sismogénicas en las que se nuclean los terremotos de magnitudes superiores a 4.0, la influencia de esas fracturas secundarias en la nucleación o en general en el control de la ruptura debe considerarse con muchas precauciones.

Por ello, a la hora de proponer una segmentación estructural de la FAM hemos utilizado una serie de criterios que aportan información acerca de variaciones laterales en la actividad de la falla, no solo en niveles superficiales, sino a escala de la *schizosphere* o corteza sismogénica. Estos criterios son:

- 1: Cambios de orientación general de la zona de desplazamiento principal.
- 2: Estructura en profundidad de la zona de falla.
- 3: Control diferencial sobre la creación y evolución de macroestructuras asociadas a la actividad de la falla.
- 5: Actividad paleosísmica asociada.
- 4: Sismicidad instrumental asociada.

A continuación, presentamos la segmentación que puede interpretarse, a distintas escalas a partir de las observaciones neotectónicas y

paleosísmicas que hemos realizado en esta investigación.

En primer lugar se realizará una segmentación de la FAM en su conjunto, para después realizar una segmentación de detalle en el sector Lorca - Totana del cual se posee un mayor número de datos de carácter neotectónico y paleosísmico. Basándonos en ambas segmentaciones, se determinará la sismicidad teórica potencial que se desprende de la misma.

### 2.8.1. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia como fuente sismogénica

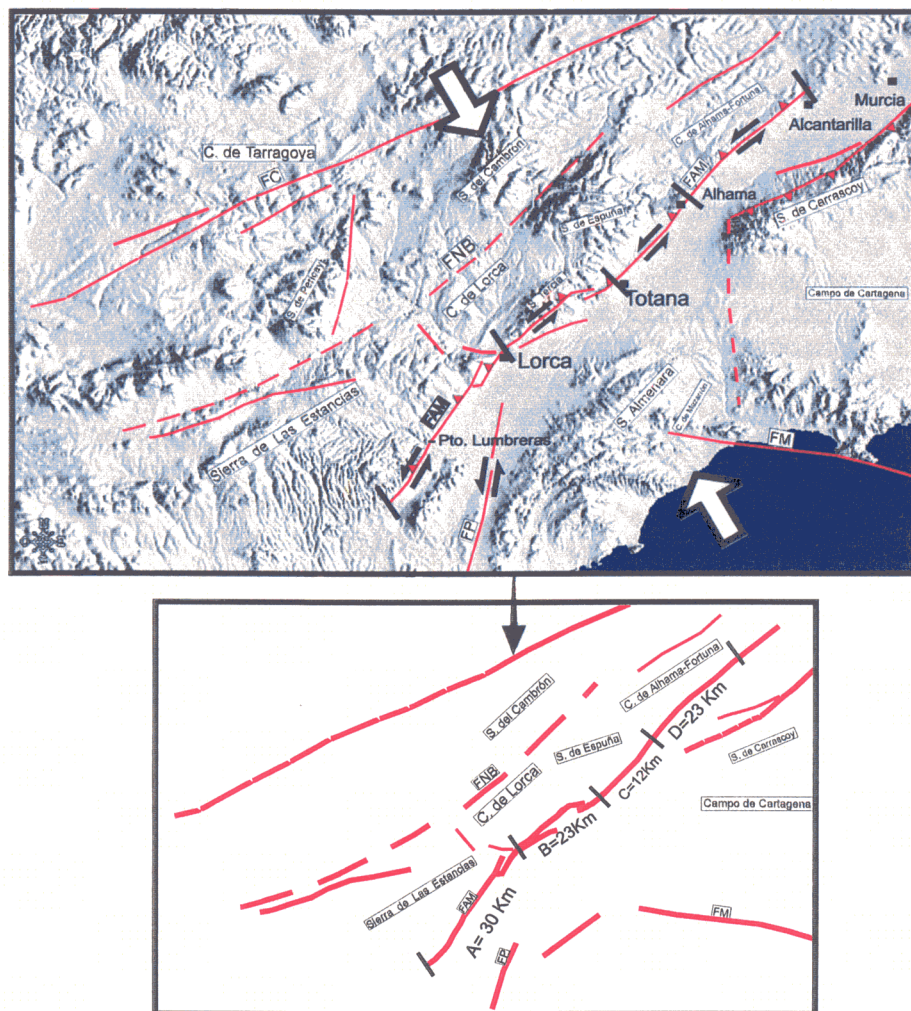
Nos referiremos a la segmentación general del tramo de la FAM con expresión superficial, es decir desde la cuenca de Huercal Overa hasta la zona de Alcantarilla. En el resto de la falla (prolongación hasta la zona de falla de Crevillente) carecemos de información suficiente.

En función de los cinco criterios principales antes citados hemos dividido la FAM en cuatro segmentos mayores que se representan en la Fig. 2-66:

- Segmento A: Pto. Lumbreras – Lorca (30 Km).
- Segmento B: Lorca-Totana (23 Km).
- Segmento C: Totana-Alhama (12 Km).
- Segmento D: Alhama-Alcantarilla (23 Km).

Los cuatro segmentos presentan orientaciones diferenciadas, sobre todo los segmentos A y B cuyas orientaciones difieren más de 15°. El segmento B es el que presenta una dirección más ortogonal con respecto al acortamiento regional y por ello una componente inversa más importante en su cinemática.

La estructura en profundidad presenta significativas diferencias entre los segmentos A, B y D. La exploración gravimétrica realizada en la depresión del Guadalentín muestra estas diferencias. Mientras que en el segmento de Pto. Lumbreras solo se identifica una falla principal limitando la depresión del Guadalentín, en los sectores de Lorca y Alhama, la estructura es más compleja. Se observan varias fallas principales controlando el hundimiento o levantamiento de bloques de basamento.



**Fig. 2-66.** Esquema estructural de la segmentación mayor realizada de la FAM en la que se muestran cuatro segmentos principales con sus longitudes respectivas. En el modelo digital se muestra asimismo la dirección de máximo acortamiento regional.

Por lo que se refiere al tercer criterio, esto es, al control diferencial sobre las macroestructuras asociadas, cada segmento esta controlando una unidad morfoestructural diferente. Ello es reflejo de una actividad característica y diferente en el tiempo para cada segmento:

- El segmento A limita por el SE la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Controla el levantamiento reciente de la misma al que responde la red fluvial cuaternaria encajándose de forma evidente.
- El segmento B limita por el Sureste la cuenca de Lorca y, como se vio, controló la sedimentación en la misma a lo largo del Mioceno superior y Plioceno. Asimismo, el pliegue que conforma la ST que separa en la actualidad la cuenca de Lorca de la DG queda limitado a la longitud de este segmento.
- El segmento C de la FAM presenta escasa expresión superficial ya que su traza se

encuentra cubierta en buena parte de su recorrido por depósitos aluviales holocenos. Sin embargo, limita de forma clara el relieve elevado de la S<sup>a</sup> de Espuña que separa las cuencas de Lorca y Alhama-Fortuna.

- El Segmento D no controla como en los casos anteriores un relieve significativo. Constituye el límite entre la DG y la cuenca de Alhama-Fortuna. El grado de actividad de este segmento está claramente controlado por la existencia al Sureste del mismo de la falla de Carrascoy, de gran actividad vertical cuaternaria (Silva, 1994), que absorbe una parte importante del acortamiento horizontal en este sector.

Finalmente, por lo que se refiere a la sismicidad instrumental asociada, (ver capítulo 4.2) es significativo que los segmentos A (Pto. Lumbreras-Lorca) y C (Totana-Alhama) prácticamente carecen de sismicidad asociada.



### 2.8.1.1. Sismicidad potencial en función la segmentación.

Se han realizado numerosos estudios que correlacionan estadísticamente distintos parámetros fenomenológicos de rupturas sísmicas, bien conocidas, con la magnitud de los terremotos responsables de su génesis. Estos estudios muestran un especial interés a la hora de utilizar las observaciones de carácter paleosísmico en los estudios y cálculos de peligrosidad sísmica. Mediante la aplicación de datos paleosísmicos y datos geológico-estructurales a partir de dichas correlaciones, podemos determinar la magnitud del terremoto máximo teórico que la ruptura de un determinado segmento puede ocasionar.

Tocher (1958), Chinery (1969), Kanamori y Anderson (1975), Geller (1976), Smith (1976), Slemmons (1977) y Nikonov (1977) realizaron estudios de correlación entre magnitud, longitud de ruptura superficial y longitud de distribución de réplicas. En trabajos más recientes se han estudiado las relaciones estadísticas entre magnitud y dimensiones de la superficie de ruptura distinguiéndose en ellos el modo de ruptura (Scholz, 1982; Bonilla et al., 1984; Wesnousky, 1986; Vakov, 1988 y Wells y Coppersmith, 1994).

Recientemente, Vakov (1996) realiza una testificación de todas las relaciones obtenidas en los trabajos citados, sobre una población de terremotos recientes con parámetros de ruptura conocidos. En este trabajo se señalan aquellas relaciones entre parámetros de la superficie de rotura (en función de su cinemática) y magnitud que presentan menores errores de ajuste con los datos de la población de seismos.

A continuación, utilizaremos las relaciones empíricas de Vakov (1996) y Wells and Coppersmith (1994) para determinar los tamaños de ruptura teóricos de los potencialmente que son capaces los segmentos aquí propuestos. En el segundo trabajo los autores correlacionan utilizando  $M$  (Momento Magnitud) mientras que en el primero se correlacionan los parámetros de ruptura con la  $M_s$  (Magnitud a partir de ondas de superficie).

Para el cálculo del  $M$  a partir del Momento Sísmico promedio ( $M_0$ ), Wells y Coppersmith (1994) utilizan la ecuación de Hanks y Kanamori (1979):

$$M = 2/3 * \log M_0 - 10.7$$

### -A: Parámetros de rupturas potenciales en la FAM

#### Dimensiones:

Longitudes de ruptura superficial:

-FAM (Total):	110 Km
-FAM (total con expresión superficial):	88 Km
-Segmento A: (Pto. Lum.-Lorca):	30 Km
-Segmento B: (Lorca-Totana):	23 Km
-Segmento C: (Totana-Alhama):	12 Km
-Segmento D: (Alhama-Alacantarilla):	23 Km

#### Áreas de ruptura:

En el capítulo de sismotectónica se analizará la distribución de la sismicidad instrumental en profundidad. De ese análisis ya adelantamos que se infiere un espesor de corteza sismogénica para esta zona de 15 Km. Todos los segmentos excepto el C presentan longitudes suficientes como para implicar en su ruptura buena parte de la corteza sismogénica. Considerando este hecho se obtienen los siguientes valores:

-FAM (Total):	1650 Km <sup>2</sup>
-FAM (Total con expresión sup.):	1320 Km <sup>2</sup>
-Segmento A: (Pto. Lum.-Lorca):	450 Km <sup>2</sup>
-Segmento B: (Lorca-Totana):	345 Km <sup>2</sup>
-Segmento D: (Alhama-Alcantarilla):	345 Km <sup>2</sup>

El segmento C presenta una dimensión lineal demasiado pequeña para que pueda implicarse en su ruptura un espesor importante de la corteza frágil. Considerando que su posible ruptura mantuviese un factor de forma (anchura/altura) próximo a uno, tendríamos el siguiente área:

-Segmento C: (Totana-Alhama):	144 Km <sup>2</sup>
-------------------------------	---------------------

A partir del estudio paleosísmico ya descrito con anterioridad, se identificaron desplazamientos máximos por evento durante el Cuaternario en el segmento Lorca-Totana de 42 cm (aproximadamente 1 m incluyendo la deformación por plegamiento).

**-B: Eventos potenciales**

Con los datos hasta aquí descritos, considerando un salto máximo por evento de entre 42 y 100 cm podemos entrar en los gráficos de correlación de Wells y Coppersmith (1994) y Vakov (1996).

Utilizando estas relaciones y proyectando en ellas los distintos parámetros de ruptura, se obtienen las magnitudes máximas que cabría esperar en caso de ruptura sísmica de cada segmento considerado o de la falla en toda su longitud (figs. 2-67 y 2-68). Los valores de Momento Magnitud obtenidos de las relaciones han sido transformados a Magnitud Ms.

Los valores de magnitud obtenidos tanto a partir de las relaciones de Vakov (1996) como de Wells y Coppersmith (1994) son muy semejantes. Podemos destacar los siguientes escenarios posibles:

-1. Ruptura de la totalidad de la FAM: La

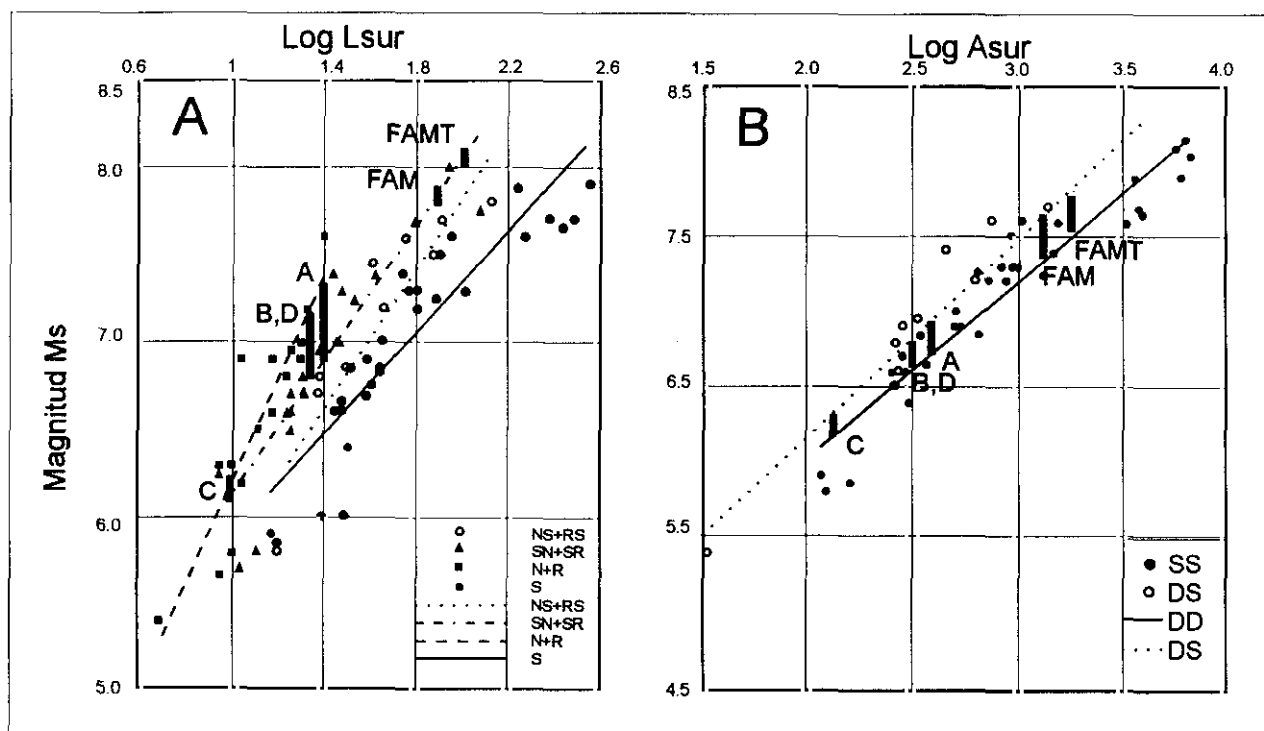
ruptura de toda la longitud de la FAM (FAMT en las figuras) incluyendo el tramo Noreste no aflorante podría producir eventos de magnitud (Ms) entre 7.5 y 8.0. En caso de que la ruptura afectase únicamente a la longitud de la FAM con expresión superficial la magnitud (Ms) teórica obtenida se sitúa entre 7.0 y 7.5.

-2: Ruptura del Segmento A (Pto. Lumbreras-Lorca): La ruptura únicamente de este segmento es capaz de producir magnitudes (Ms) superiores a 6.5.

-3: Ruptura de los Segmento B (Lorca-Totana) o D (Alhama-Alcantarilla): Un evento con estas dimensiones de ruptura puede alcanzar magnitudes (Ms) del orden de 6.5

-4: Ruptura del Segmento C (Totana-Alhama): A este segmento se le puede asignar una magnitud (Ms) entre 6.2 y 6.4

Otros posibles escenarios que pueden considerarse son rupturas de varios segmentos a la vez. Estos valores proyectados sobre las relaciones empíricas anteriores dan valores de magnitudes (Ms) intermedias entre el más bajo, 6.2 y el más alto, 8.0.

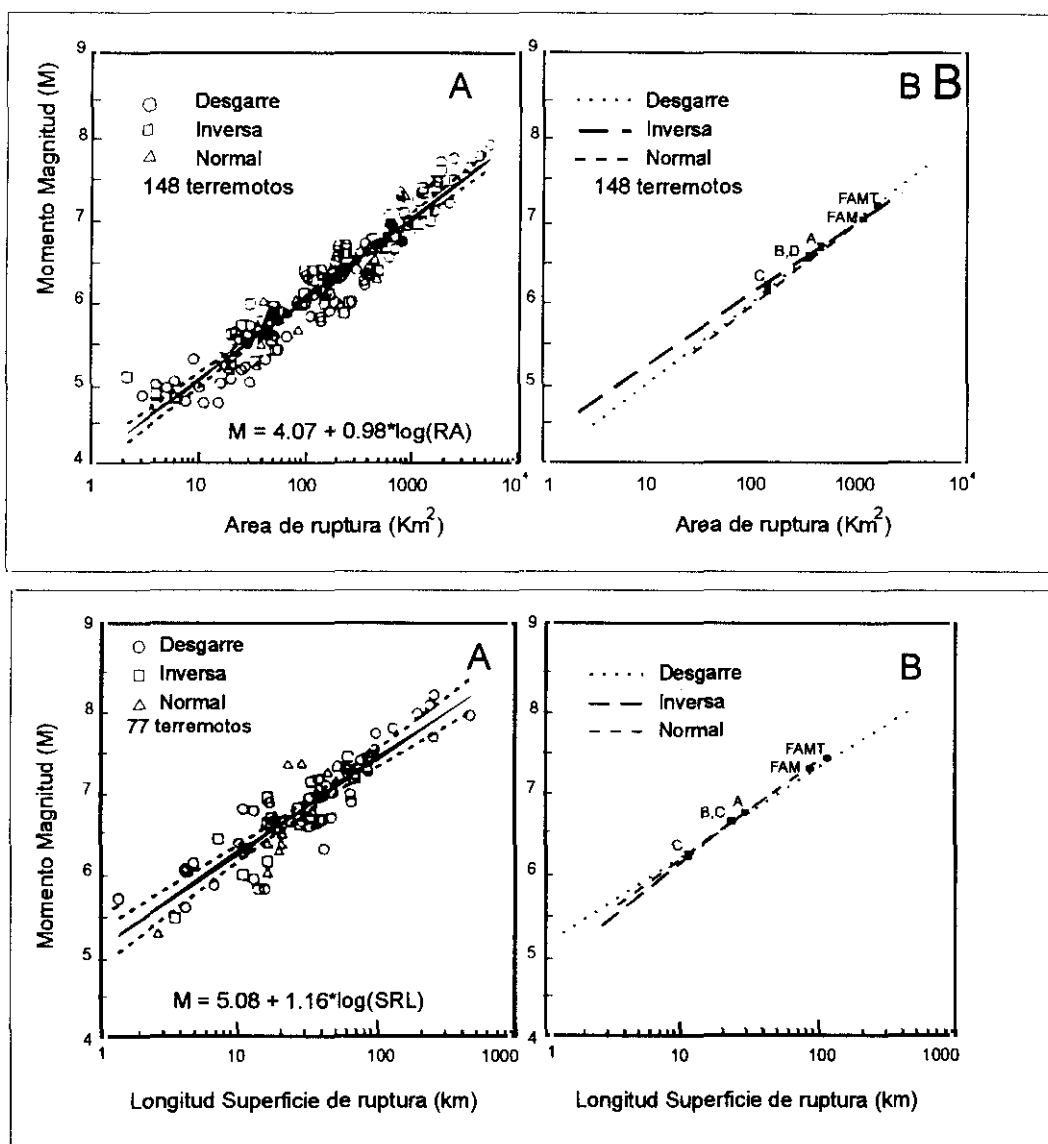


**Fig. 2-67.** Relaciones empíricas entre Magnitud (Ms) y área y longitud de la superficie de ruptura (según Vakov (1996) sobre las que hemos proyectado las dimensiones de los distintos segmentos distinguidos en la FAM (A, B, C y D) así como las de la FAM con expresión superficial y la FAM total considerando el tramo oriental cubierto por depósitos recientes (FAMT). NS+RS: cinemáticas normal-direccional o inverso-direccional. SN+SR: direccional-normal o direccional-inversa. S: desgarre predominante. SS: desgarre. DS: normal o inverso predominantes sobre el desgarre.

### 2.8.1.2. Resumen

- La zona de desplazamiento principal de la FAM puede dividirse en cuatro segmentos mayores que han presentado una actividad neotectónica y cuaternaria característica. Esto queda reflejado en el control diferencial sobre los relieves circundantes, en la diferente estructuración de la zona de falla en profundidad y en la distinta tasa de sismicidad instrumental asociada a cada segmento.
- Los datos neotectónicos y paleosísmicos permiten deducir eventos paleosísmicos con

ruptura superficial a lo largo del tramo Lorca Totana de la FAM. Se ha identificado incluso saltos individuales superiores a 40 cm. Considerando relaciones empíricas a nivel mundial entre dimensiones de la superficie de ruptura y magnitud del evento potencial, se obtienen valores que oscilan entre un máximo  $M_s > 8.0$  en el caso de una ruptura que implicase toda la longitud de la FAM, y un valor mínimo de  $M_s: 6.2$  en caso de la ruptura del segmento de menor longitud (Totana-Alcantarilla).



**Fig. 2-68. Relaciones empíricas entre Momento Magnitud con las dimensiones de ruptura, según Wells and Coppersmith (1994), sobre las que se han proyectado los datos relativos a los segmentos distinguidos en la FAM (A, B, C y D) así como las de la FAM con expresión superficial y la FAM total considerando el tramo oriental cubierto por depósitos recientes (FAMT).**

### 2.8.2. Segmentación del sector Lorca-Totana como fuente sismogénica

Para realizar una segmentación detallada a escala local del sector Lorca-Totana, hemos querido aportar datos propios de una segmentación sísmica a los datos estructurales. Con ellos pretendíamos obtener una segmentación más detallada y con criterios de actividad paleosísmica de manera que pueda aplicarse en posteriores estimaciones de previsión sísmica a largo plazo, estimaciones de terremoto máximo en cada segmento particular, estimaciones de movimiento del suelo que podría esperarse,...etc. Es decir, que pueda aplicarse a cálculos de peligrosidad y riesgo sísmico. A este tipo de segmentos los denominaremos *segmentos sismoestructurales*.

Una de las principales conclusiones que obtuvimos de los capítulos 2.4 y 2.5 dedicados a la neotectónica y tectónica activa y paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM (y especialmente en los capítulos 2.4.2, 2.4.4, 2.5.2 y 2.5.3) fue la identificación de variaciones laterales en el comportamiento. Se observaron cambios sobre todo en lo que se refiere a tasas de movimiento y cinemática, de las fallas principales, tanto del CNL como del CSL, a lo largo del período neotectónico.

La elección de los segmentos se ha basado en:

-A: La cartografía neotectónica de la zona: variaciones laterales de la cantidad de salto vertical cuaternario, cambios en la orientación de la zona de desplazamiento principal y cambios laterales en el tipo de deformación postmiocena.

-B: Observaciones paleosísmicas que podemos resumir en:

- Observaciones de carácter local a nivel de deformaciones paleosísmicas en la zona de desplazamiento principal tanto del CNL como del CSL.
- La distribución irregular de la deformación y su influencia en la variación lateral de la tasa de movimiento del CNL.
- Variaciones laterales en la tendencia de crecimiento y deformación de megaestructuras (sierra de la Tercia) asociadas a la actividad del CNL.

-C: Existencia de variaciones laterales del relieve adosado a cada segmento de la falla.

En el mapa 3 se han representado los límites de los sismosegmentos menores de segundo y tercer orden que hemos deducido utilizando estos criterios. Los sismosegmentos de tercer orden presentan escasas dimensiones, de modo que su significado sismogénico es relativo, de modo que nos centraremos en los de segundo orden. En la Tabla IV se resumen los datos paleosísmicos y tasas de movimiento para cada uno de los segmentos de segundo orden distinguidos. Se distinguen tres sismosegmentos en el CNL: (CNL 1, 2 y 3) y tres en el CSL: (CSL 1, 2 y 3) (Fig. 2-69). Sus límites están controlados por interacciones con fallas secundarias N 10-20 y N 80-90. El CNL2 controla el sector de la ST con mayor elevación asociada a una mayor tasa de movimiento vertical. El CNL1 limita el sector de la sierra con menor elevación. Su tasa de movimiento vertical pudo estimarse mediante dataciones absolutas en la zona de los baños de Carralaca. Por último, el CNL3 limita una banda de gran potencia de materiales verticalizados al Sur de la misma, mientras que al Norte no controla ningún relieve.

En el CSL el límite entre CSL1 y CSL2 coincide con la intersección de la falla N 20 de Carralaca. El CSL2 presenta una mayor tasa de movimiento vertical cuaternario que se traduce en dos efectos:

-a. Mayor elevación alcanzada por los restos de abanicos aluviales preservados en el bloque levantado.

-b. Mayor grado de apretamiento y, en general, de deformación en los yesos y margas messinienses adosados al corredor.

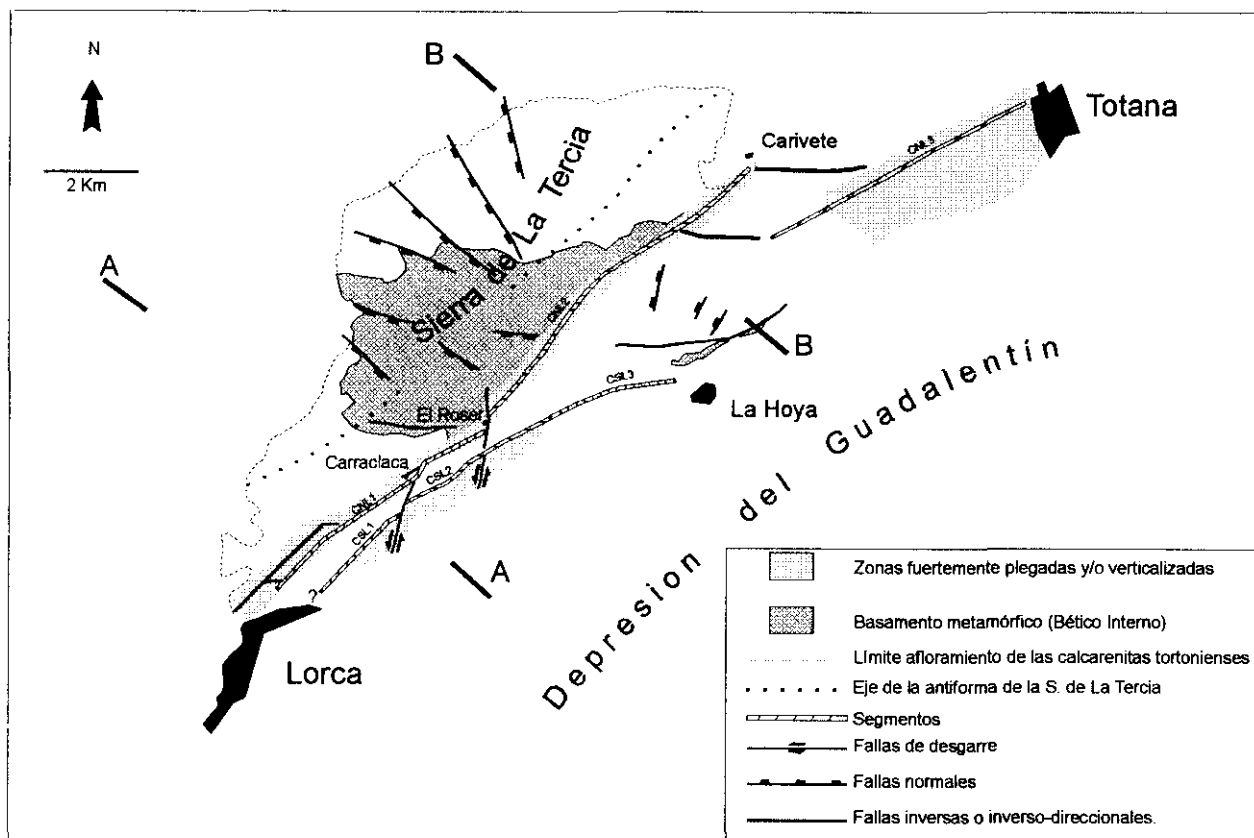
El límite entre el CNL2 y CNL3 viene marcado por la disminución brusca, desde ese punto hacia el Este, del salto que afecta a los abanicos aluviales del Pleistoceno superior (Capit. 2.5.3). Esto coincide con una disminución de la intensidad de deformación de las margas y yesos adosados.

Es probable que los eventos con saltos individuales superiores a 42 cm que se han identificado en el CSL hayan roto longitudes superiores a los segmentos sismoestructurales señalados. Lo mismo debe ocurrir con las

rupturas máximas que afectan al resto de segmentos. La identificación de esos segmentos menores es, fundamentalmente, un indicio de la existencia de puntos que actúan de barrera y constituyen límites laterales de propagación de rupturas de diferentes tamaños.

En definitiva, creemos que existen suficientes

indicios que apoyan la existencia de varios segmentos sismoestructurales en el tramo Lorca - Totana de la FAM, tanto en el CNL como en el CSL. Esta segmentación constituye el factor fundamental que controla las dimensiones de ruptura posibles que caractericen a esta falla como fuente sismogénica de importancia.



**Fig. 2-69.** Segmentos menores (sismosegmentos) identificados en el sector Lorca-Totana de la FAM (CNL1-3 y CSL1-3).

**Tabla IV**  
**Datos paleosísmicos obtenidos del estudio de los segmentos deducidos en el sector Lorca Totana**

<i>Paleosismo-segmentos</i>	<i>Longitud (km)</i>	<i>Desplazamiento por evento (m)</i>	<i>Tasa de movimiento (m/Ka)</i>	<i>Intervalo de recurrencia (años)</i>
CNL	25.0			
CNL1	6.8	1?	0.08(0.2)	4500
CNL2	11.0	-	(0.3)	-
CNL3	7.2	-	<0.2	-
CSL	11.2			
CSL1	2.5	-	<0.2	-
CSL2	4.0	(0.42)	0.23	7500-25000
CSL3	4.7	1?	0.16	-

### 2.8.2.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación.

Para estimar la sismicidad teórica potencial de los distintos sismosegmentos hemos utilizado las mismas relaciones empíricas que para el conjunto de la FAM.

#### **-A: Parámetros de rupturas potenciales en el sector Lorca-Totana de la FAM**

Podemos considerar distintas posibilidades de rupturas en función de los segmentos que rompiesen en cada evento:

##### Dimensiones:

Longitud de ruptura superficial:

-CSL(Total) :	11.2 Km
-CSL1 :	2.5 Km
-CSL2 :	4.0 Km
-CSL3 :	4.7 Km
-CNL(total) :	25.0 Km
-CNL1 :	6.8 Km
-CNL2 :	11.0 Km
-CNL3 :	7.2 Km

Áreas de ruptura:

Considerando el valor de 15 Km de potencia de corteza sismogénica, tal y como consideramos para el conjunto de la FAM, obtendríamos las siguientes áreas de ruptura teóricas:

-CSL(total):	168 Km <sup>2</sup>
-CNL(total):	375 Km <sup>2</sup>

Los segmentos sismoestructurales presentan una dimensión lineal demasiado pequeña para que pueda implicarse en su ruptura un espesor importante de la corteza frágil. Considerando que sus posibles rupturas mantuviesen un factor de forma (anchura/altura) próximo a uno, tendríamos las siguientes áreas:

-CSL1:	6.25 Km <sup>2</sup>
-CSL2:	16 Km <sup>2</sup>
-CSL3:	22.9 Km <sup>2</sup>
-CNL1:	46.2 Km <sup>2</sup>
-CNL2:	121 Km <sup>2</sup>
-CNL3:	51.8 Km <sup>2</sup>

A partir del estudio paleosísmico (Capít. 2.6) se identificaron desplazamientos máximos por evento en el CSL afectando al Pleistoceno medio de 42 cm (aproximadamente 1 m considerando la deformación por plegamiento). En el CNL no se han podido identificar rupturas individuales. Si consideramos un salto máximo por evento de semejantes dimensiones al observado al observado en el CSL obtendríamos intervalos de recurrencia coherentes con velocidades de deformación del área.

#### **-B: Eventos potenciales**

En las figuras 2-70, 2-71 y 2-72 se obtienen las magnitudes de terremotos que cabría esperar en la zona en función de rupturas que afectasen a segmentos menores o a la totalidad de los corredores CNL y CSL.

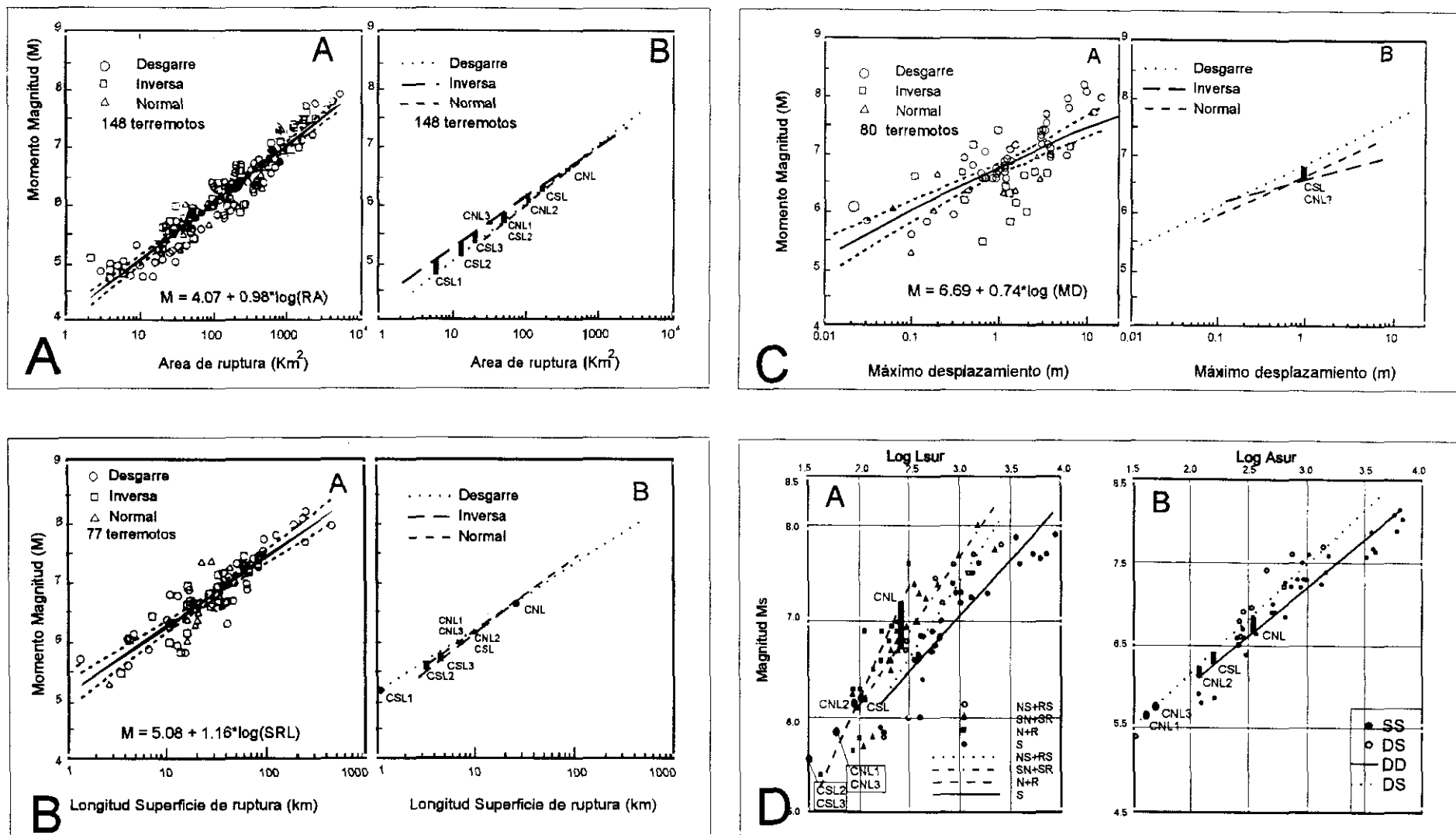
Tras proyectar los datos deducidos, hemos leído los intervalos de magnitud que se definen entre las líneas de regresión para eventos de tipo desgarre y eventos de tipo inverso. Los datos estructurales muestran estrías con diferentes cabeceos que oscilan entre movimientos de desgarre sinestroso con componente inversa y movimientos inversos bastante puros. En el afloramiento de la Rba. del Buitre se identificaron eventos paleosísmicos con estrías que presentan cabeceos de 50°.

En las relaciones de Vakov (1996) (Fig. 2-72) observamos que a partir de las longitudes de ruptura en superficie teóricas posibles en el tramo Lorca-Totana podrían esperarse terremotos con  $5.6 < M_s < 6.9$ . El valor máximo correspondería a una ruptura inverso-direccional del conjunto del CNL. Si consideramos la línea de regresión para rupturas inversas puras la  $M_s$  podría subir hasta 7.4. Utilizando las correlaciones de Wells y Coppersmith (1994) (figs. 2-70 y 2-71) los valores de Momento Magnitud estarían entre  $5.2 < M < 6.5$ .

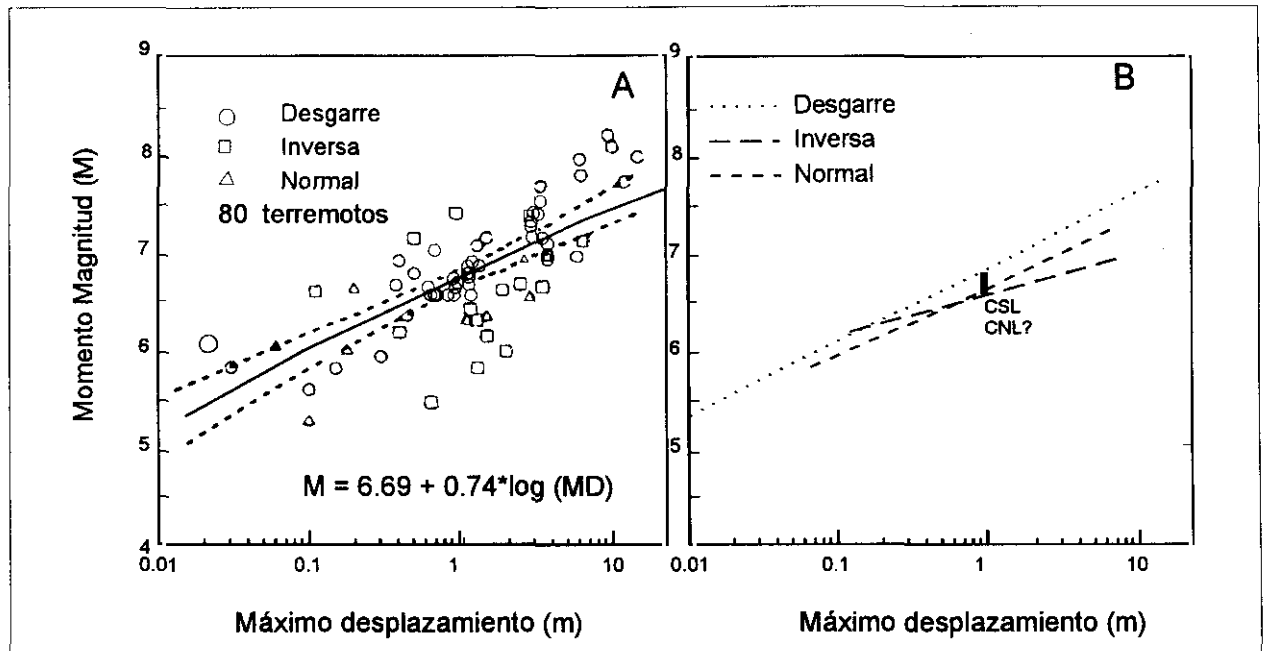
Suponiendo las posibles áreas de ruptura, las magnitudes posibles oscilarían entre  $5.0 < M_s < 7.0$  y  $4.7 < M < 6.7$ .

Si proyectamos un valor de desplazamiento máximo por evento de 1 m (Fig. 2-71)

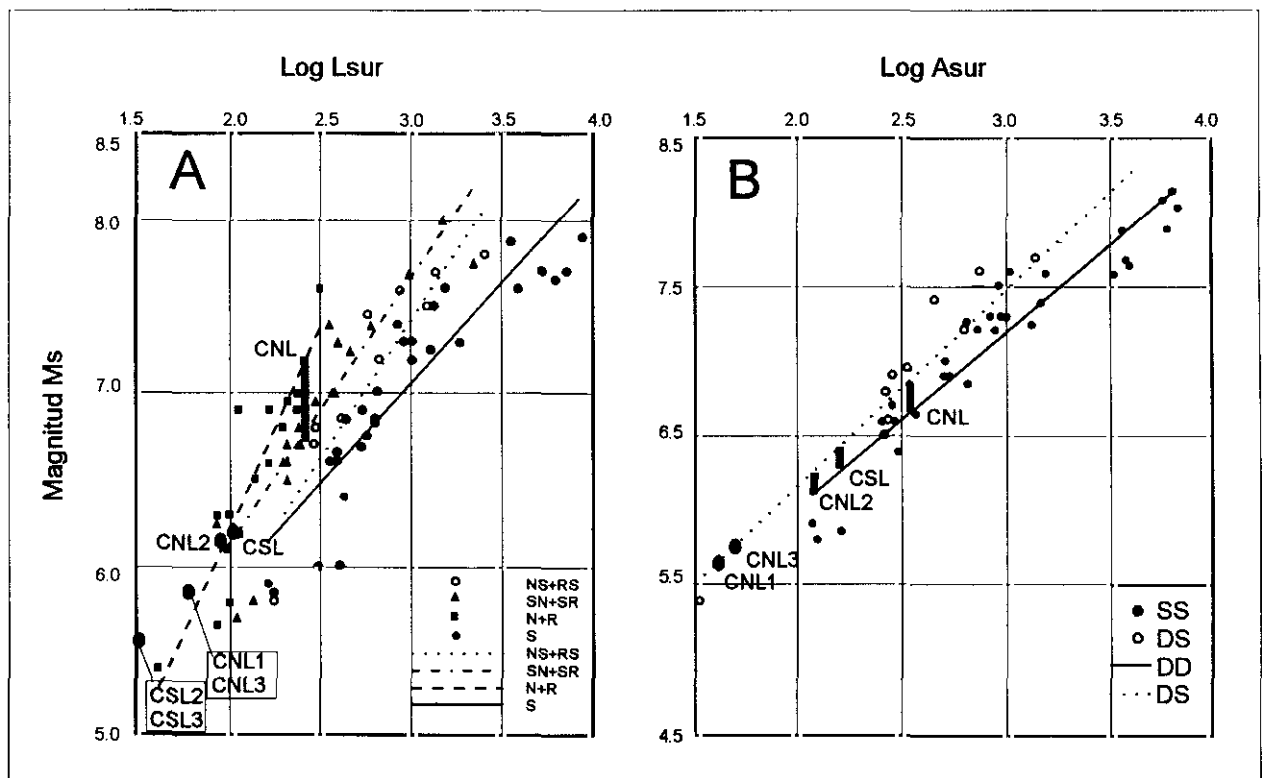




**Fig. 2-70.** Relaciones empíricas entre Magnitud y Momento Magnitud con las dimensiones de las superficies de ruptura, según Wells and Coppersmith (1994) (A, B y C) y según Vakov (1996) (D), sobre las que hemos proyectado las dimensiones de los distintos segmentos menores (sismosegmentos) identificados en el sector Lorca-Totana de la FAM (ver fig. 2-69).



**Fig. 2-71.** Relaciones empíricas entre Momento Magnitud, máximo desplazamiento y longitud de superficies de ruptura, según Wells and Coppersmith (1994) en las que se han proyectado los datos obtenidos en este estudio para el sector Lorca-Totana de la FAM. (Ver explicación en el texto).



**Fig. 2-72.** Relaciones empíricas entre la Magnitud ( $M_s$ ) y la longitud y área de ruptura, según Vakov (1996) en las que se proyectan los valores obtenidos en este estudio para el sector Lorca-Totana de la FAM. Se obtienen magnitudes máximas próximas a 7.0 considerando la ruptura del CNL.

obtenemos una magnitud máxima  $6.5 < M < 6.8$ . Si consideramos un salto de 42 cm (ruptura medida en la Rba. del Buitre) entonces la magnitud máxima sería  $6.3 < M < 6.6$ .

#### 2.8.2.2. Resumen

- La ruptura en un único evento de toda la longitud de los corredores CNL y CSL puede generar terremotos con  $M_s > 6.9$  e incluso, aproximarse a 7.5 si el mecanismo de ruptura es inverso puro.
- Las rupturas individuales de los segmentos menores (sismosegmentos) identificados en ambos corredores son capaces de generar terremotos de magnitudes  $4.5 < M_s < 6.3$ .
- La falta de suficientes dataciones absolutas no permite una afirmación concluyente pero los datos geológico-estructurales y paleosísmicos obtenidos en este sector de la falla apoyan la existencia de paleoterremotos durante el pleistocenos (y probablemente también durante el Holoceno (ver capítulo 4.3.1 sobre sismicidad histórica), de magnitudes semejantes a las potencialmente deducidas.

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa- Lorca y Alhama-Alcantarilla
- 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas
- 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia

## **2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas**

- 2.9.1. Antecedentes, geometría y estructura
- 2.9.2. Materiales afectados y tectónica sinsedimentaria
- 2.9.3. Estructura en profundidad
- 2.9.4. Fracturación secundaria y cinemática
- 2.9.5. Resumen de las conclusiones principales acerca de la neotectónica y tectónica activa de la falla de Las Viñas
- 2.9.6. Tasas de movimiento y sismicidad potencial asociadas a la falla de Las Viñas



## 2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas

En este capítulo se presenta el estudio realizado sobre una falla de carácter secundario asociada al corredor de la FAM. Se ha seleccionado para este estudio la que hemos denominado falla de Las Viñas (FLV). Esta selección se ha basado en varios aspectos entre los que destacamos los siguientes:

- Se trata de una falla de dirección N 80-110. A lo largo de gran parte de la Cordillera Bética central y oriental las fallas con esta orientación presentan un grado de actividad neotectónica elevado.
- La cinemática neotectónica extensional que se observó en la misma durante la fase de exploración de este trabajo es *a priori* incompatible con la cinemática inverso-direccional de la FAM con la que intersecta a la altura de Lorca. Ello constituía un problema cuya resolución aportaría valiosos datos para definir el o los campos de esfuerzos que han actuado en la zona a diversas escalas durante el período neotectónico.
- Es una falla que, como se verá, presenta indicios de actividad cuaternaria. La caracterización sismogenética de esta falla aportará datos importantes para futuros cálculos más adecuados de peligrosidad y riesgo sísmico en este área de la Región de Murcia.
- Se sitúa muy próxima a un núcleo urbano de importancia como es la ciudad de Lorca y su traza es atravesada por obras lineales de importancia (Autovía del Mediterráneo). Esta infraestructura, a su paso sobre la falla ha sufrido y sufre problemas de tipo geotécnico de importancia.

El objetivo de este capítulo es identificar y caracterizar, si es posible, la tectónica activa relacionada con la actividad de la fracturación secundaria asociada a la FAM y, con ello, distinguir las diferencias que puedan existir en la naturaleza del campo de esfuerzos que afecta a la FAM en relación con las fallas de su entorno.

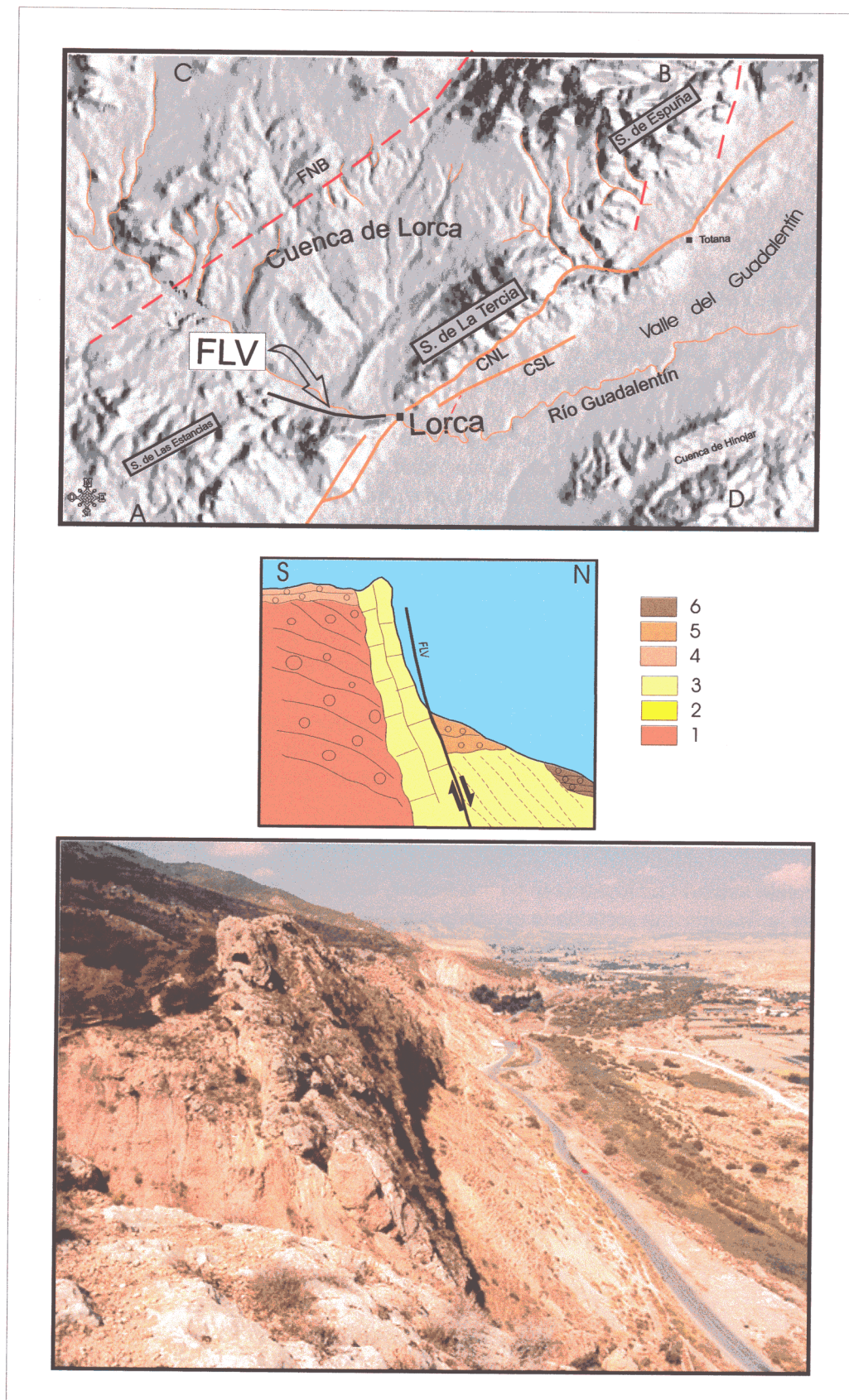
### 2.9.1. Antecedentes, Geometría y estructura

La falla de Las Viñas (FLV) (Fig. 2-73), que no había sido identificada en su totalidad como tal con anterioridad, es un accidente con actividad polifásica que controla el límite SO de la cuenca miocena de Lorca (ver mapas 1 y 3). Su traza presenta una dirección variable que oscila entre N 85 y N 110. Esta falla ha controlado la posición de la zona de mayor potencia de depósitos tortonienses y messinienses en el relleno de la cuenca de Lorca (Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992a). Ha sido parcialmente estudiada en uno de sus sectores por Silva (1994), que la consideró como un antiguo plano de falla exhumado que no presenta

actividad después del Mioceno medio. En el Mapa de Actividad de Fallas de Murcia (Baena et al., 1993) se representa solo un pequeño segmento de la misma y se le atribuye una actividad preneotectónica.

La FLV puede considerarse una falla secundaria heredada de la antigua cizalla dextrosa que afectó a buena parte de la Cordillera durante parte del Mioceno inferior y medio (Sanz de Galdeano, 1993). En este sentido, ha sido interpretada en trabajos anteriores (Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992a), como una fractura tipo *Riedel* asociada esa cizalla dextrosa, que después fue intersectada por la falla de Alhama de Murcia con una cinemática de desgarre sinestrosa.





**Fig. 2-73.** Fotografía y corte interpretativo de un afloramiento de la falla de Las Viñas. Se observa como la falla aprovecha el contacto litológico entre margas y calcarenitas. Se observa también como el cauce del río Guadalentín, a la derecha en la foto, se desvía y adosa a la falla en este sector. 1. Burdigaliense sup.-Tortonienne inf.; 2. Tortonienne sup.; 3. Tortonienne sup.-Messiniense; 4 y 5. Pleistoceno; 6. Holoceno.

En el mapa 5 se presenta la cartografía neotectónica de la falla y de su entorno. Su traza se inicia al Este con una dirección N 85 desde su intersección con la FAM que está fosilizada por el cuaternario del valle del Guadalentín. Sigue hacia el Oeste con una dirección N 100 bordeando el macizo Maláguide que forma la Sierra de La Peña Rubia y, finalmente, se corta en la intersección con la falla del Cejo en cuyo entorno vuelve a tomar una orientación N 85.

A partir de la cartografía y de las deformaciones que presentan los depósitos pliocuaternarios se puede suponer la existencia de una rama de la FLV que se extiende hacia el NO bordeando los materiales aluviales holocenos del río Guadalentín (zona de falla del Consejero). Finalmente, a la altura de la Rba. de los 17 Arcos desaparece todo indicio de esta falla.

La FLV presenta una estructuración compleja con sectores caracterizados por la existencia de un único plano de deslizamiento principal y otros en los que se puede hablar de una zona de cizalla de varios metros de espesor. Como se observa en la cartografía (mapa 5) la orientación de la zona de falla varía lateralmente. Esto le confiere una morfología de "S" producida probablemente por los arrastres ocasionados por los movimientos de desgarre sinestroso de las fallas del Cejo y de Alhama de Murcia. Asumiendo esto, la orientación original de la FLV estaría más próxima a N 110.

El buzamiento del plano de falla principal varía de unos puntos a otros. En unos tramos es subvertical mientras que en otros llega a buzarse unos 70° al Norte (Fig. 2-73). Nunca se observó un buzamiento hacia el Sur.

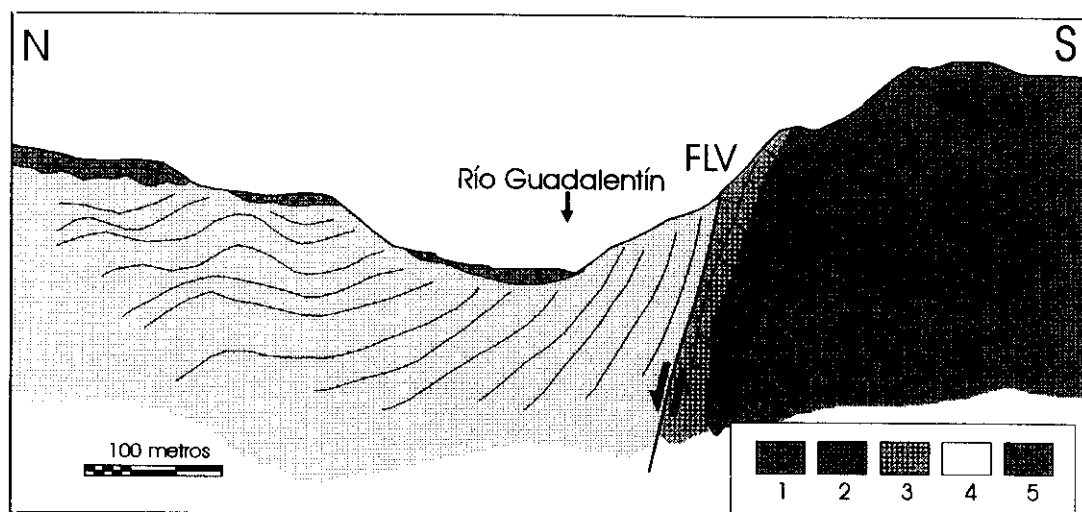
Por otra parte, la FLV aparece intersectada por varias fracturas transversales de direcciones NE-SO y NO-SE. Entre ellas destacan: la falla del Cejo y la falla de los Aragonés. La intersección entre las fallas descritas divide la FLV en varios segmentos y compartimentan la zona en distintos bloques.

## 2.9.2. Materiales neógeno-cuaternarios y tectónica sinsedimentaria

### 2.9.2.1. Materiales neógenos

La FLV cizalla, verticaliza y flexiona materiales de edades comprendidas entre el Triásico y el Pleistoceno superior. Su actividad deforma, aunque en distinto grado los materiales

miocenos que rellenan la cuenca de Lorca, entre ellos: -a/ los conglomerados rojos de la unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior, -b/ las calcarenitas y margas amarillas de la unidad calcarenítica Tortonense superior bajo y -c/ las margas amarillas y grises de la unidad margo-yesífera Tortonense superior alto-Plioceno inferior (figs. 2-73 y 2-74).



**Fig. 2-74.** Corte geológico de la falla de las Viñas y el valle del Guadalentín, 3 Km. al oeste de Lorca. 1. Basamento Maláguide; 2. Conglomerados rojos Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 3. Calcarenitas del Tortonense sup.; 4. Margas y yesos del Tortonense sup.-Messiniense; 5. Terrazas del Plioceno sup.-Holoceno.

Es bastante evidente la actividad sinsedimentaria de la FLV durante el Mioceno superior. A lo largo de su traza las margas, calcarenitas y conglomerados siempre aparecen en discordancia entre sí. A veces mediante un dispositivo en abanico y otras en forma de rellenos de paleorelieves.

En el marco de la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Lorca (capítulo 2.4.2.1) este accidente jugó como falla normal con importante movimiento vertical a partir del Tortoniano superior provocando una fuerte subsidencia del bloque Norte. Esto favoreció un potente relleno de margas messinienses de facies profunda. Estas margas en la zona situada al Sureste de La Serrata alcanzan mayor espesor que en cualquier otro punto de la cuenca (Montenat, 1973). Desde ese momento, la FLV se convirtió en el límite de la sedimentación marina miocena, en contraste con el depósito previo tanto de los conglomerados rojos como de las calcarenitas tortonienses que sobrepasó hacia el Sur el plano de falla de la FLV. Precisamente, el plano de falla aprovecha en muchos puntos el contacto litológico entre las calcarenitas y las margas (Fig. 2-73).

### 2.9.2.2. Materiales pliocenos y cuaternarios

La variabilidad lateral que presentan estos depósitos tanto en naturaleza como en el tipo de deformación a un lado y otro de la cresta yesífera de La Serrata (mapa 5), nos lleva a dividir su descripción en dos zonas:

#### **-A: Zona al Oeste de La Serrata**

Adosados al borde Norte de la Sierra de la Peña Rubia y afectados por la FLV y otras fallas menores, se dispone una serie de depósitos aluviales cuaternarios (glacis y abanicos) procedentes de la erosión del basamento Maláguide (mapa 5).

En las ramblas del Cambrón y de los 17 Arcos y (ya fuera del mapa hacia el Oeste) en las ramblas de La Cordillera y Las Canteras, el alto grado de erosión y encajamiento de la red fluvial permite la observación de la evolución temporal y espacial de las superficies de depósito cuaternarias, cuyos restos se encuentran

encajados unos en otros hacia el centro de la cuenca de Lorca. Estas superficies de equilibrio se pueden correlacionar con los niveles de terrazas generadas y encajadas por la incisión de las ramblas citadas.

En todas las ramblas se identifican tres niveles de depósito de conglomerados y limos rojos fluviales:

- 1) El más alto aparece situado a unos 450 m de cota en las ramblas situadas al Oeste de la zona cartografiada y presentan espesores de hasta 15 m. En las ramblas de Los 17 Arcos y del Cambrón llega a alcanzar 420 m de cota, si bien aparece basculado más de 10° hacia el valle del Guadalentín y es difícil conocer su cota inicial (Fig. 2-75). Este nivel puede correlacionarse con el último nivel de relleno fluvial de la cuenca de Lorca que forma la meseta de La Pinosa en la parte central de la misma. La edad de estos materiales es pliocena y probablemente se interne en el Cuaternario inferior (Guillén Mondejar, 1994). Estos materiales han sido representados en el mapa 5 como GL0.
- 2) Los otros niveles aparecen a distintas alturas según las ramblas aunque siempre entre las cotas 390 y 420. No presentan continuidad lateral excepto en la zona situada al Norte del Cejo de Los Enamorados. Estos depósitos (GL1-3 en el mapa 5) se consideran ya de edad Pleistoceno medio alto y superior por el escaso o nulo encostramiento que presentan y la similitud con los depósitos de glacis y abanicos de dicha edad que aparecen en el tramo Lorca-Totana de la FAM.

Los depósitos más recientes (holocenos) se depositan en forma de abanicos aluviales (algunos activos aún hoy) y depósitos aluviales de lecho de ramblas y del río Guadalentín.

#### **-B: Zona al Este de La Serrata**

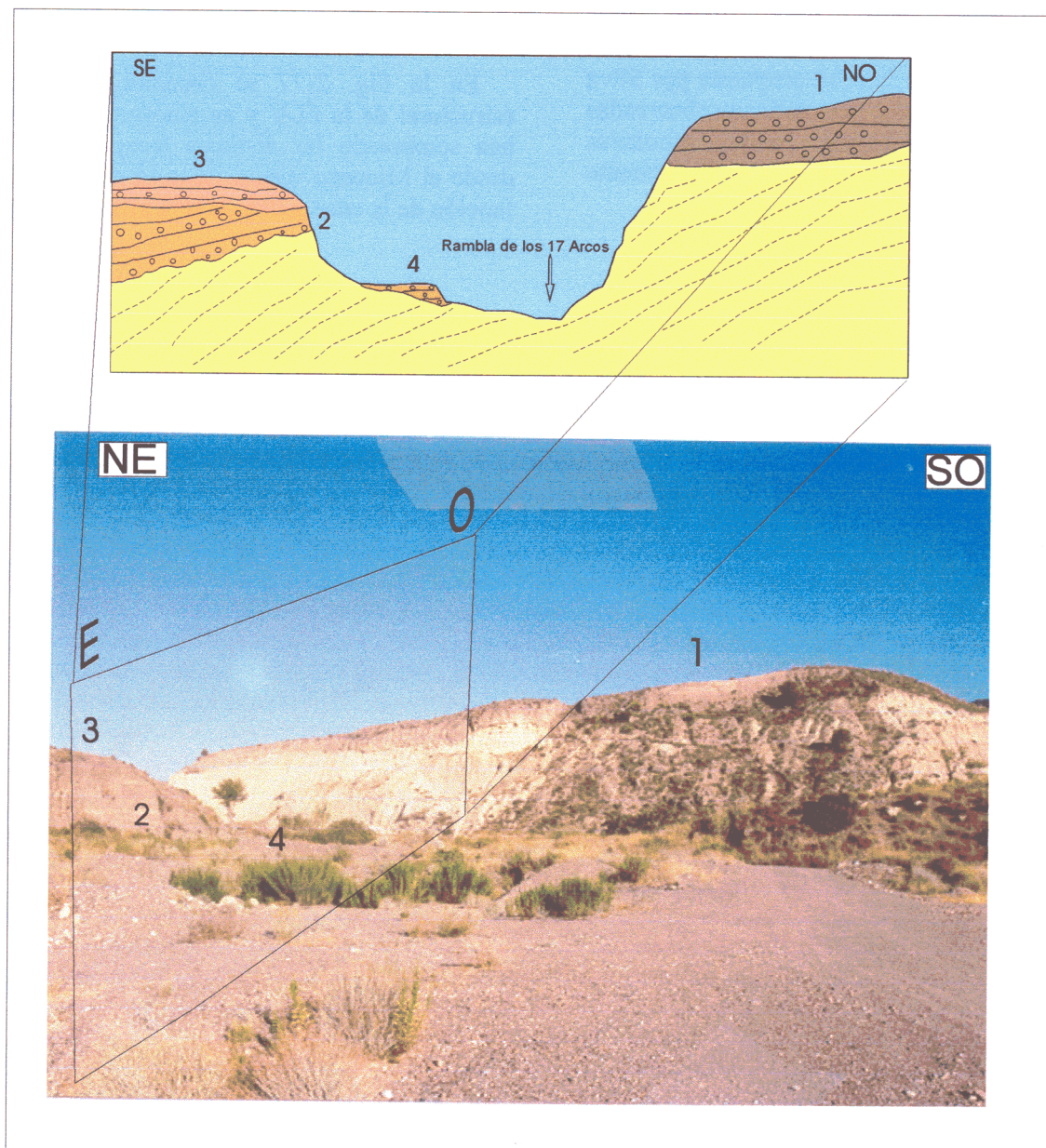
En la zona situada entre los yesos messinienses de La Serrata y la localidad de Lorca los depósitos pliocuaternarios aparecen en forma de glacis y abanicos aluviales situados al Sur del cauce del río Guadalentín, y en forma de restos aislados de terrazas fluviales al Norte del mismo (mapa 5).



Al pie del relieve de la S<sup>a</sup> de La Peña Rubia se observan tres niveles de glacia escalonados, unos situados al Norte de la FLV y otros al Sur. Están compuestos por conglomerados y limos rojos procedentes de la erosión de las filitas y dolomías triásicas del complejo Maláguide. No se observa ningún nivel claramente cortado por la

falla aunque si se observan colgados en una clara inestabilidad erosiva debido al fuerte encajamiento de la red fluvial. Solo en algunos afloramientos puntuales (Fig. 2-73) se ven restos de estos depósitos afectados por la falla.

Al Norte del río Guadalentín el pliocuaternario



**Fig. 2-75.** Fotografía y corte explicativo de la disposición de las terrazas erosivas pleistocenas formadas por la rambla de los 17 Arcos, 5 Km. al oeste de Lorca. Las terraza más antiguas se encuentran basculadas hacia la cuenca de Lorca como consecuencia de la elevación relativa de la S<sup>a</sup> de las Estancias (a la derecha en la foto).



rio está representado por, al menos, cinco niveles de terrazas asociadas a un encajamiento y migración del cauce del río hacia el Sur. Las terrazas más antiguas y más altas están formadas por gravas de colores amarillos claros con cantos de procedencia subbética, mayoritariamente calizas oolíticas jurásicas (Fig. 2-76). La litología es idéntica a la observada en los restos de terrazas probablemente del Plioceno superior- Pleistoceno inferior implicadas en la zona de falla Lorca-Totana (capítulo 2.4.2.2). Sobre los restos no cartografiados de estas terrazas se disponen las terrazas que forman el techo de varios cerros testigos (T1 en mapa 5). Sus edades, en función de la correlación con la edad propuesta por Silva (1994) para las terrazas más antiguas observadas en el sector Lorca-Totana, pueden suponerse dentro del Pleistoceno inferior y probablemente medio.

El resto de los niveles de terraza (representadas como T2 a T4 en el mapa 5) están más de diez metros por debajo. La edad de las mismas es interpretativa. El nivel más reciente observado está encajado hasta 5 m por el cauce del río. Se han interpretado de edad Pleistoceno superior-Holoceno en función de la similitud de sus litologías con las de los depósitos aluviales actuales del cauce del Guadalentín.

### 2.9.2.3. Evolución tectosedimentaria neógeno-cuaternaria

En la Fig. 2-77 se presenta un esquema estructural de la FLV y su entorno en el que se han sombreado las distintas áreas de depósito desde el Mioceno medio hasta la actualidad. En función de la edad y disposición espacial de esas



**Fig. 2-76.** Resto de la terraza fluvial más antigua del río Guadalentín identificada al norte de la falla de Las Viñas. Aparece fuertemente basculada hacia el este y cubierta por las terrazas más altas de la zona (T1 del mapa 5).



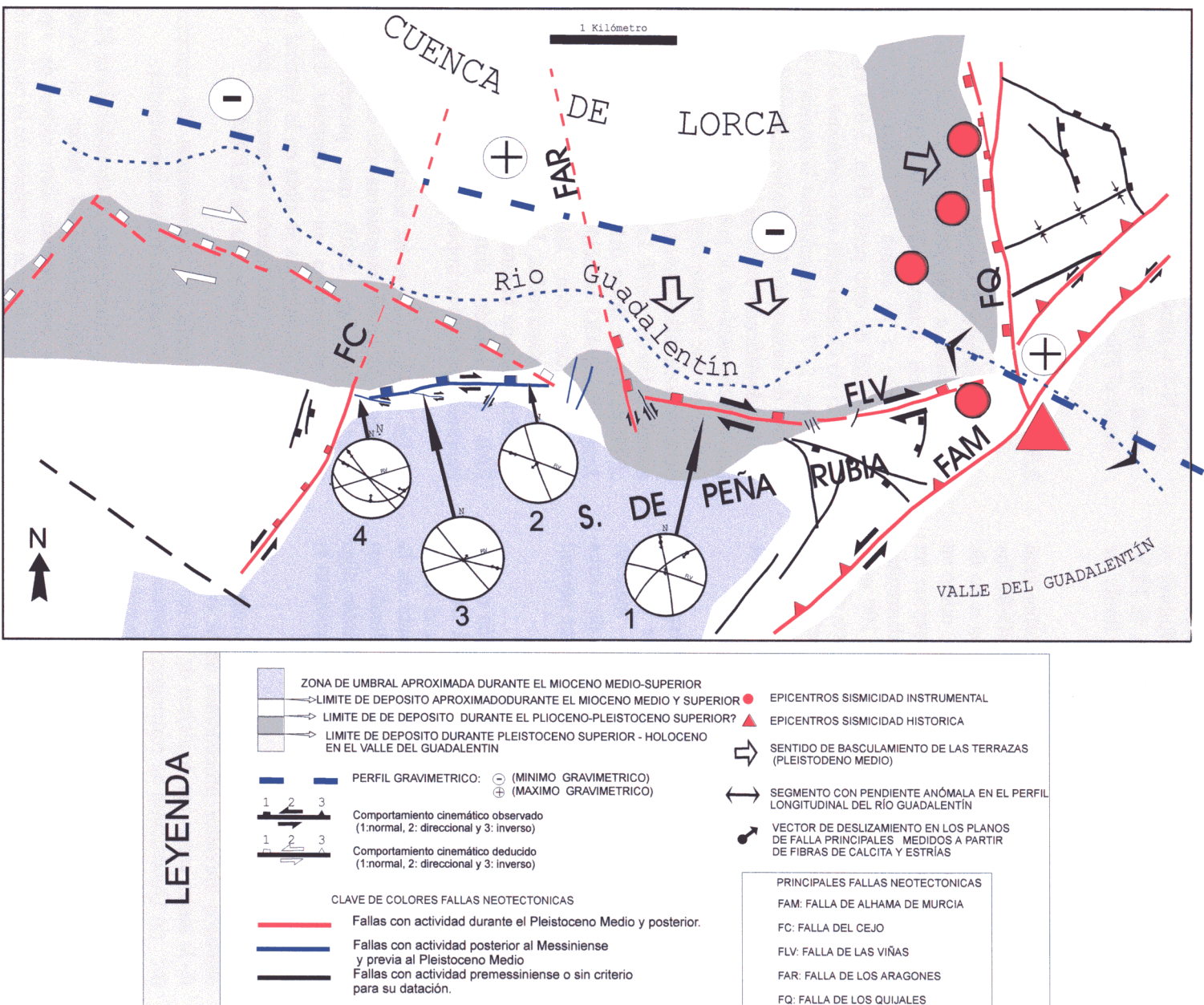


Fig. 2-77. Mapa estructural de la falla de Las Viñas y su entorno. Se muestra la localización del perfil gravimétrico analizado en el capítulo 2.7.



áreas se puede interpretar la siguiente evolución tectosedimentaria:

- Los depósitos del Mioceno superior se depositaron rodeando un alto de basamento Maláguide (sierra de La Peña Rubia) y sobrepasaban la actual zona de falla de FLV. La FAM era la que controlaba el límite de depósito marino por el Sur.

Al Norte de la S<sup>a</sup> de La Peña Rubia eran las fallas de direcciones NE-SO y NO-SE las que condicionaban tanto la existencia o no de depósitos calcareníticos tortonienses, como su potencia. La falla del Cejo (FCJ), separa un cambio de potencia de las calcarenitas tortonienses que pasan de más de 100 m al Oeste de la falla a poco más de cinco al Este (ver mapa 5). Estos cambios señalan la existencia de importantes movimientos sin-sedimentarios de componente vertical derivados de la actividad de los accidentes citados.

- Durante el depósito de las margas del Tortoniense superior y Messiniense preevaporítico la FLV controlaba la máxima potencia de depósito de la cuenca de Lorca asociada a un movimiento de carácter normal de la misma.
- A partir del Plioceno, la sedimentación que ya es de carácter detrítico aluvial, está limitada por la traza de la FLV que controla el límite morfológico de la Sierra. Únicamente en la parte central de su traza, allí donde los relieves de la S<sup>a</sup> de la Peña Rubia están algo alejados hacia el Sureste, los glaciares solapan la FLV.
- A partir del Pleistoceno los depósitos tanto de abanicos aluviales procedentes de la erosión de la sierra como los depósitos de las terrazas del río Guadalentín se restringen únicamente al Norte de la FLV en el sector oriental y al Norte de la zona de falla del Consejero (ZFC) en la zona occidental. Este hecho apoya la existencia de movimientos recientes en la vertical de dichas zonas de falla a los que responde la red fluvial.

El sector oriental de la FLV (entre la falla de Los Aragonés y la falla del Cejo) parece comportarse de forma pasiva desde el Plioceno. Ello parece debido a que en este sector la actividad de la FLV se ha transmitido

durante este período a la zona de falla del Consejero, que es la que limita los depósitos más recientes.

- La falla normal de Los Quijales de dirección casi N-S y situada en el extremo oriental de la zona ha limitado la sedimentación aluvial desde el Plioceno hasta la actualidad.

### **2.9.3. Estructura en profundidad**

En el capítulo 2.7 se describe detalladamente la realización e interpretación de un perfil gravimétrico transversal a la depresión del Guadalentín a la altura de Lorca. El sector noroccidental de este perfil (Fig. 2-63) sigue el curso del río Guadalentín muy próximo a la FLV. En la Fig. 2-77 se ha señalado la posición de los bloques de basamento levantados y hundidos que se han identificado en dicho perfil gravimétrico. Los bruscos cambios de potencia de los depósitos miocenos que limitan dichos bloques señalan la existencia de fallas sinsedimentarias transversales a la dirección del perfil. Las prolongaciones hacia el Norte de las fallas del Cejo (FCJ) y de los Aragonés (FAR) coinciden de forma bastante clara con las desnivelaciones de basamento observadas. La gravimetría muestra que el bloque de basamento limitado por FCJ y FAR ha sufrido durante el Mioceno un hundimiento relativo importante.

En la Fig. 2-77 se ha señalado asimismo el segmento del perfil longitudinal del cauce de río Guadalentín (Fig. 2-30) que presenta una anomalía, ya descrita en el capítulo 2.4.7.2. Dicha zona de anomalía se sitúa en la vertical de un bloque de basamento levantado por la actividad inversa holocena de la FAM.

Por lo tanto, la información de carácter geofísico confirma dos hechos importantes:

- 1: Las fallas transversales al corredor de la FLV presentan una continuidad hacia el Norte importante y han actuado con saltos de tipo vertical normal durante el relleno de la cuenca de Lorca. Estos saltos pueden superar los 300 m desde el Mioceno medio, si bien su actividad se reduce bastante a partir del Messiniense (la potencia de los yesos de La Serrata no está controlada por ellos).
- 2: La FAM está controlando durante el Holoceno la elevación de un bloque de

basamento a la altura de Lorca mediante su cinemática inversa, que modifica el perfil longitudinal del río Guadalentín.

#### 2.9.4. Fracturación secundaria y cinemática

Junto a la FLV aparece una abundante fracturación secundaria de escala centimétrica a decamétrica asociada a su cizalla. Esta fracturación ha sido medida en cuatro estaciones repartidas a lo largo de la FLV. En el mapa 5 se han representado los sistemas de fracturación secundaria observados en cada estación con el vector deslizamiento obtenido a partir de estrías o fibras de calcita. En cada estación se ha proyectado también el plano de falla de la FLV. La fracturación secundaria más significativa presenta una orientación N 120-140 E y cinemática dextrorsa con cierta componente vertical. En algunos puntos se observan estas fracturas fosilizadas por las margas del Tortoniense superior. Estas fallas constituyen una fracturación secundaria tipo *Riedel* asociada a la cizalla dextrorsa de la FLV (Fig. 2-78).

En los planos principales paralelos a la FLV se identifican movimientos de desgarre dextroso marcados por estrías con cabeceos inferiores a 20° (Fig. 2-79). Asimismo, estrías y corrugaciones de mayor tamaño indican en los mismos planos movimientos de tipo normal puro (Fig. 2-73). Las relaciones temporales entre unas estrías y otras son de difícil interpretación.

Las fracturas transversales NE-SO y NO-SE de mayores dimensiones presentan asimismo dos cinemáticas. Una de desgarre (dextroso las NO-SE y sinestroso las NE-SO) y otra de carácter normal. La relación temporal entre estas cinemáticas es también de difícil interpretación. Todas las fracturas hasta ahora descritas aparecen deformando todos depósitos de edad Tortoniense.

##### 2.9.4.1. Evolución cinemática durante el Mioceno superior.

En el corte de la figura 2-73 se aprecia claramente el salto normal de la falla posterior al proceso de verticalización de las calcarenitas.

Vemos que la actividad de la FLV ha sido continuada a lo largo del Mioceno superior.

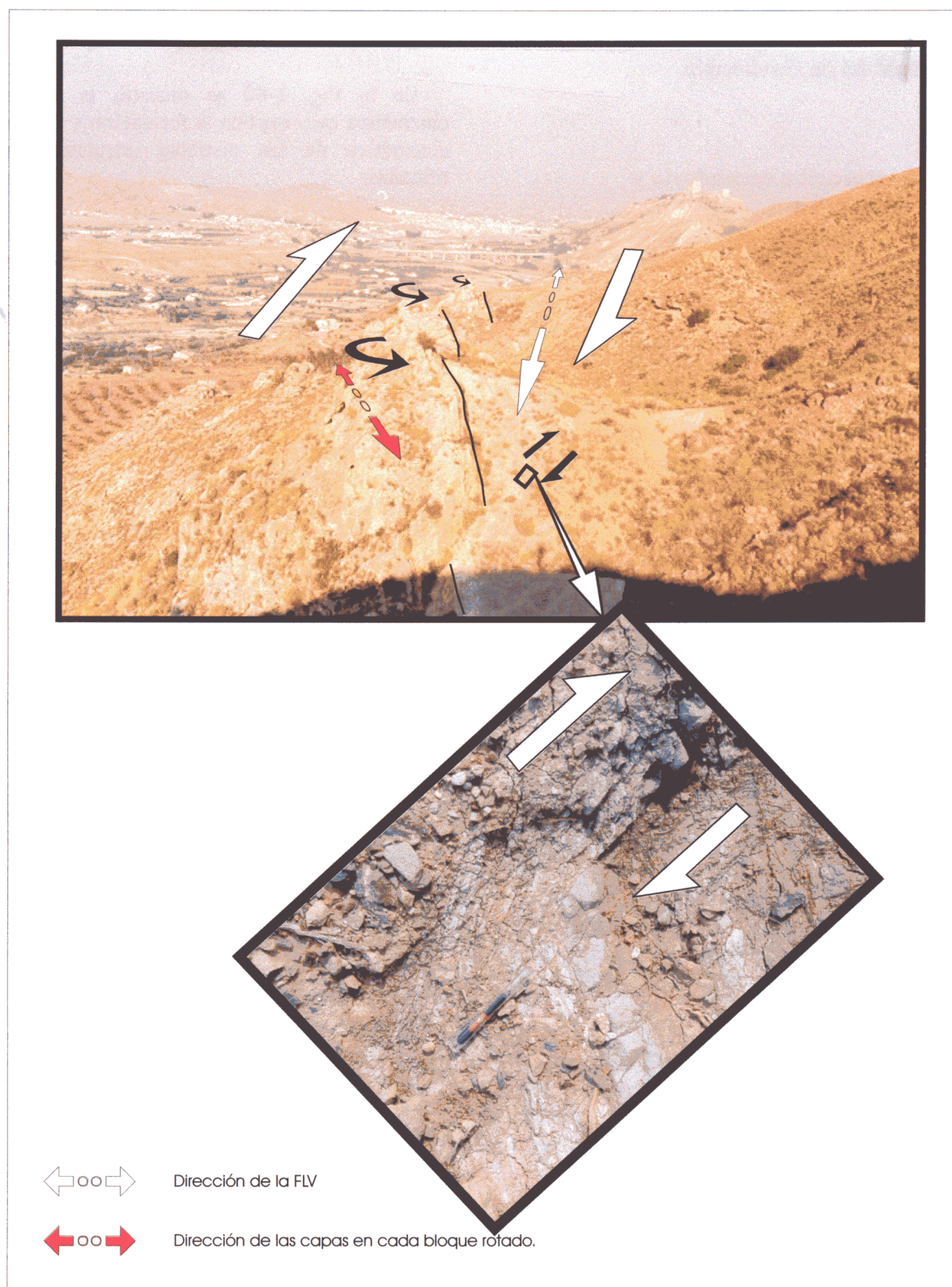
En la Fig. 2-80 se muestra la evolución cinemática que explica la formación y evolución cinemática de las distintas estructuras identificadas.

Las micro y mesoestructuras analizadas indican la existencia de una deformación de desgarre dextroso a lo largo de la FLV (N 110) que pudo iniciarse ya en tiempos pretortonienses. Bajo esta cizalla N 110 se verticalizaron las calcarenitas del Tortoniense superior bajo y se generaron numerosas fracturas tipo *Riedel* (R) N 120-130 dextrosas. Estas fracturas rejugaron posteriormente rompiendo las cresta calcarenítica en bloques que sufren rotaciones antihorarias de hasta 30° (Fig. 2-78). En esta figura se observa claramente como la cresta de calcarenitas, que se alarga en dirección N 110 hacia el castillo de Lorca (al fondo de la imagen), está dividida en segmentos rotados hacia direcciones N 70 E por la acción de las fracturas *Riedel* (R) N 130.

Posteriormente, se formaron las fallas de desgarre de direcciones más norteadas (NE-SO y NO-SE) que cortan y flexionan la zona de falla (Fig. 2-80b). Al mismo tiempo, se activan los movimientos de desgarre de la FAM y la FCJ. Estos movimientos, que parecen haberse continuado hasta el Cuaternario, generan un arrastre en la zona de falla de FLV cuya orientación sufre una rotación antihoraria en el extremo oriental y horaria en el extremo occidental. De esta manera queda desvirtuada la estructura de cizallamiento con planos Y y R precedente.

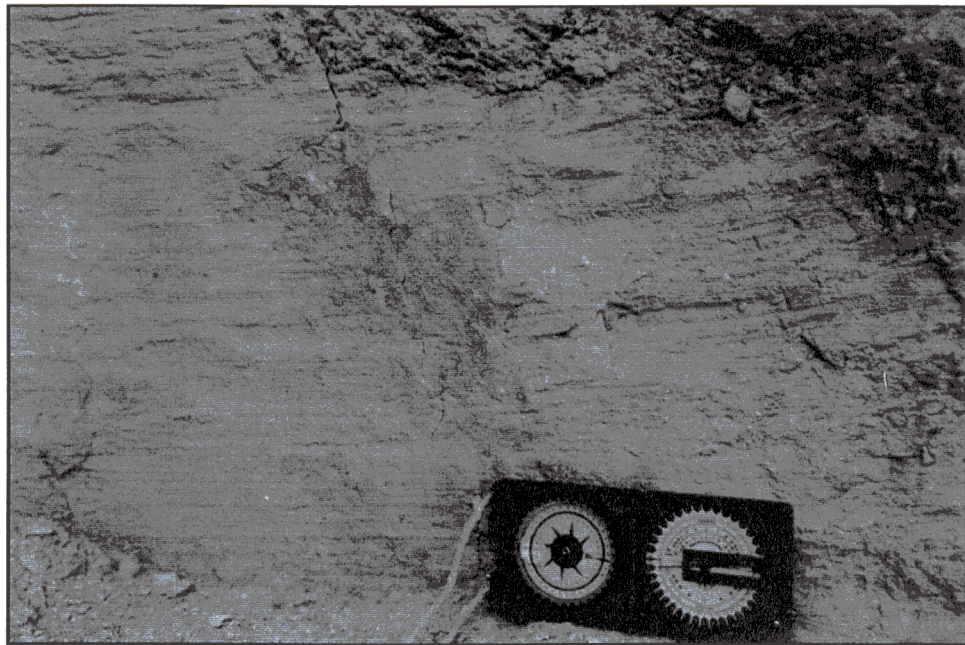
Con posterioridad a la verticalización de las margas del Tortoniense superior y continuándose durante el Cuaternario (como se demostrará después) los planos principales (Y) y las fallas de desgarre NE-SO y NO-SE se reactivaron con movimientos de carácter normal.

Esta evolución cinemática puede explicarse mediante la existencia de dos direcciones de máximo acortamiento horizontal. La cizalla dextrorsa inicial requiere un campo de esfuerzos compresivo con un acortamiento NO-SE. Un giro horario de la dirección del máximo esfuerzo horizontal hacia NNE-SSO provoca un bloqueo progresivo de los planos Y N 110 (FLV) mientras que los R N 120-140 siguen actuando

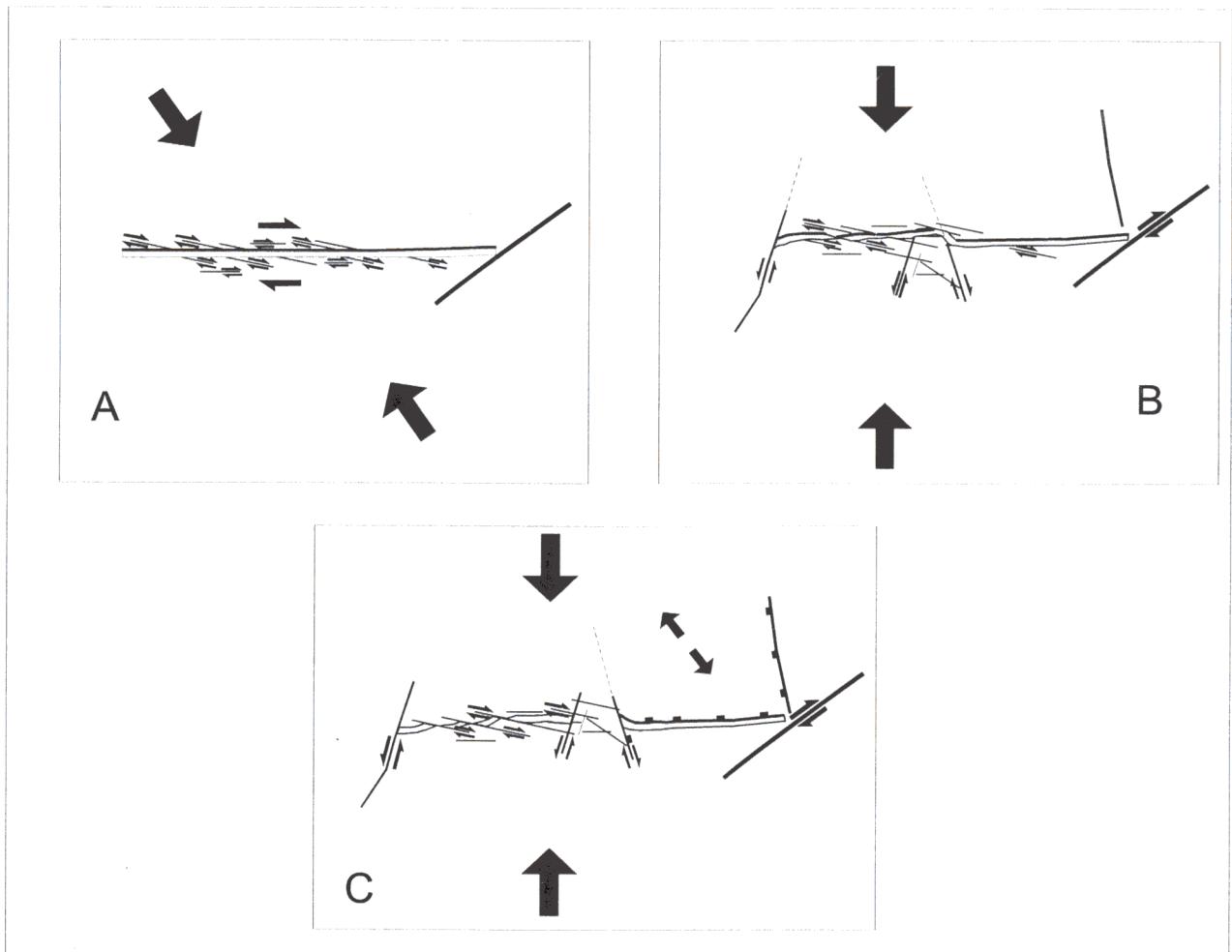


**Fig. 2-78.** Vista lateral (hacia el este) de la zona occidental de la falla de Las Viñas. Al fondo se observa el castillo de Lorca, a la derecha la sierra de las Estancias y a la izquierda el valle del Guadalentín. En primer término se observan las crestas de calcarenitas tortonienses verticalizadas y rotas en fragmentos separados por fallas dextrosas N 120 (Riedel) que inducen rotaciones antihorarias en dichos bloques. Se han señalado con líneas negras la base de las calcarenitas para observar más claramente la deformación. Las flechas blancas señalan la cizalla dextrosa que controla toda la zona de falla.





**Fig. 2-79.** Fotografía mostrando las estrias horizontales sobre el plano de fricción de la FLV.



**Fig. 2-80.** Modelo de evolución neotectónica de la falla de las Viñas. Esta falla pasa de presentar una cinemática dextrorsa a bloquearse y presentar movimientos de tipo normal. Explicación en texto.

como dextrosas. Esto induce una rotación de bloques limitados por fallas tipo **R**. Al mismo tiempo, bajo este acortamiento más norteado se generan fallas N 20-30 de desgarre sinestroso y NO-SE de desgarre dextroso, como sistemas conjugados. Estas fallas cortan y trasponen la totalidad de la zona de falla (Fig. 2-80).

Por otra parte, el plano de falla principal del corredor de la FLV así como las fallas NO-SE y NE-SO presentan reactivaciones de tipo extensional durante el Tortonense (ver fotografía de la figura 2-73). La interpretación gravimétrica muestra saltos verticales intramiocenos de escala hectométrica. La edad de esta cinemática parece coincidir temporalmente con las cinemáticas de desgarre descritas antes.

Los saltos en falla normal no aparecen en el tramo de la FLV situado entre la FCJ y la FAR, sin embargo, son evidentes entre la FAR y la FQ donde las estrias presentan cabeceos entre 80° y 90°. Parece ser que el bloque limitado por estas tres fallas actúa con una cinemática propia es respuesta a un campo de esfuerzos distensivos local.

Los movimientos en la vertical de la FLV, tal y como se expresa en la evolución tectosedimentaria, han controlado la potencia de los depósitos calcareníticos y margosos del Tortonense superior y Messiniense preevaporítico. Es evidente que esta cinemática no es coherente con un acortamiento NO-SE o N-S. Por tanto, podemos llegar a la conclusión de que las observaciones de campo parecen indicarnos un solapamiento en el tiempo y en el espacio de cinemáticas aparentemente incompatibles a lo largo del Mioceno superior.

### 2.9.4.2. Cinemática cuaternaria y paleosismicidad

Existen bastantes indicios que permiten afirmar que la FLV (en algunos tramos) y algunas de sus fracturas acompañantes han sido activas durante el Plioceno y el Cuaternario. Asimismo, en algunos puntos se han identificado indicios, de tipo estructural y morfológico, de posible actividad paleosísmica. A continuación se analizan estos indicios en función del sector en que se encuentran:

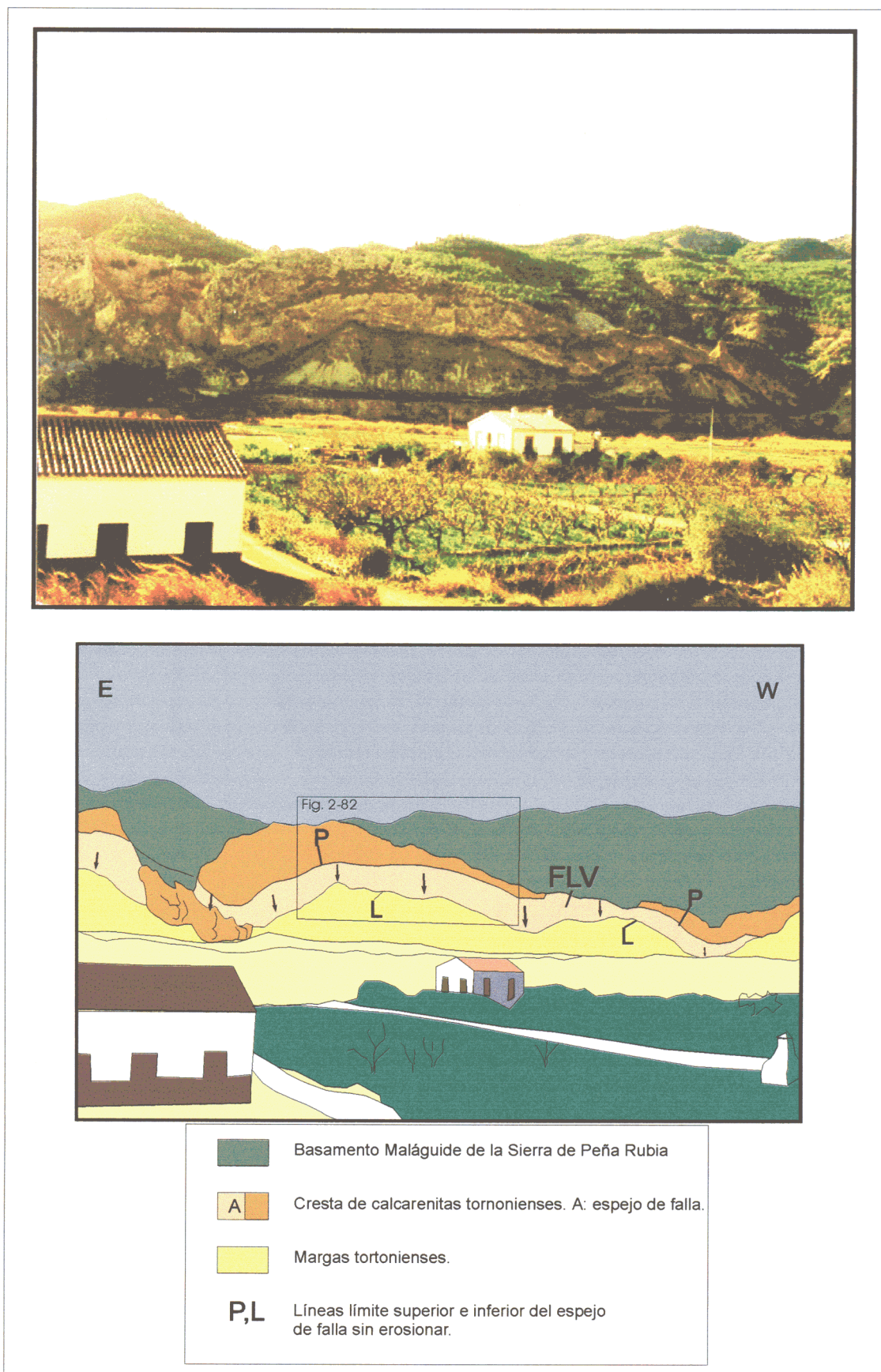
#### **-A: Sector oriental**

##### **-1: Criterios estructurales: Plano de falla aflorante entre la FAR y la FQ**

En la Fig. 2-81 se muestra la vista frontal del plano de falla de la FLV 1 Km al Oeste del castillo de Lorca. En este tramo, la falla separa las calcarenitas de las margas amarillas del Tortonense superior. Observando el plano de falla con mayor detalle (Fig. 2-82) vemos que, debido a la naturaleza litológica de las calcarenitas, aparece fuertemente alterado y erosionado. En todo caso, se observa una corrugación y retazos estriados con cabeceos próximos a 90°. Sobre el plano de falla se identifica una banda de color más claro con distinto grado de erosión y colonización vegetal. En el interior de esa banda se observa una coincidencia morfológica entre otra serie de bandas paralelas entre sí contenidas en el plano de fricción. Estas bandas están limitadas por pequeños escalones. El crecimiento de vegetación en esos escalones hace que en las fotografías resalten con un color más oscuro. Se identifican hasta cuatro escalones separados entre sí de 0.5 a 3 m.

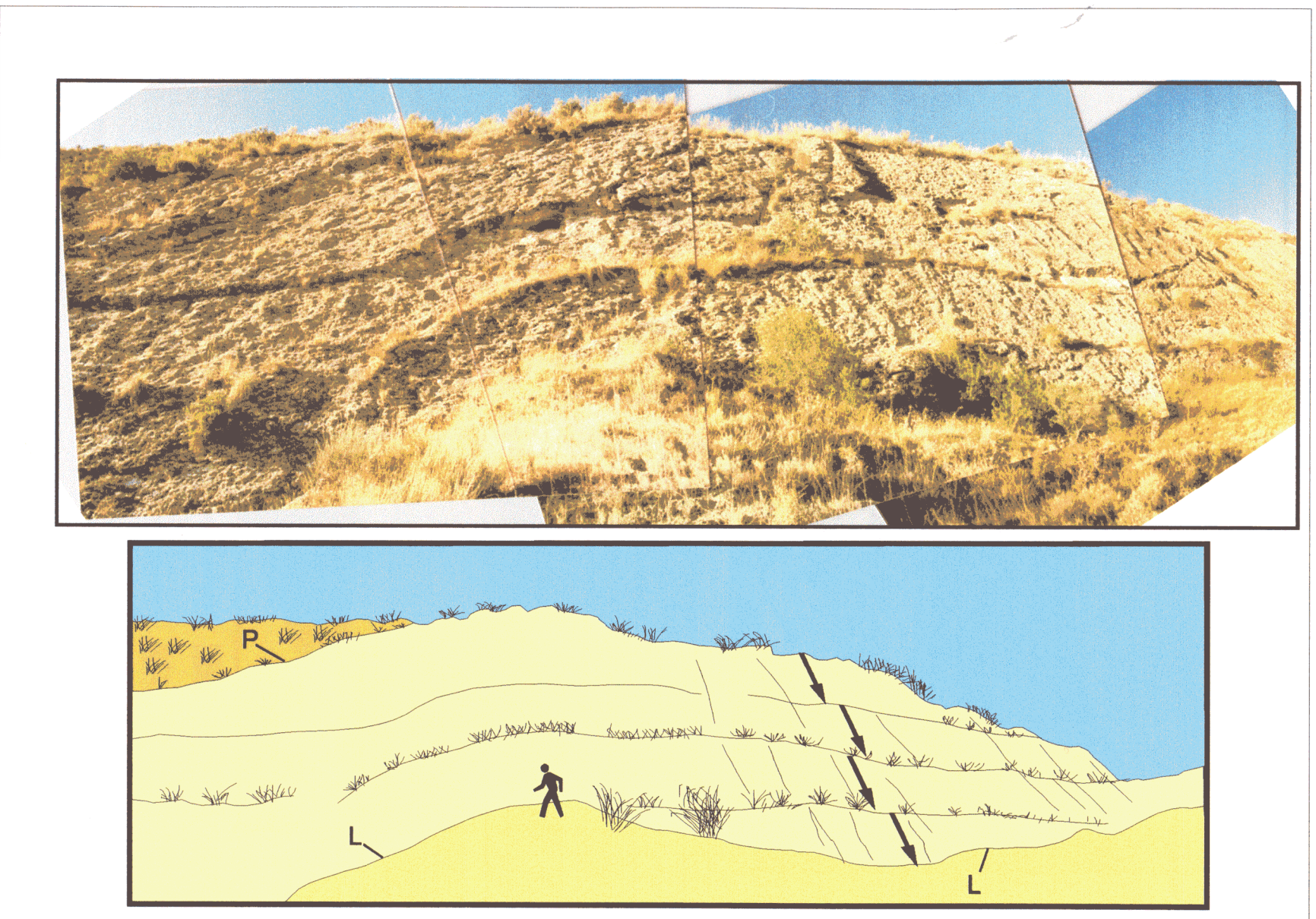
Interpretamos esos escalones como restos de antiguos paleocontactos sobre al plano de falla del límite del paleorelieve de las margas. Sucesivas reactivaciones del plano de falla han hecho bajar gradualmente este límite hasta su posición actual (líneas L de las figuras 2-81 y 2-82). Lo más interesante de estos escalonamientos es que, si nos fijamos en las figuras citadas, observamos que el plano de falla esta cortando una antigua ladera en equilibrio. La morfología del contacto entre las margas del bloque hundido y el plano de falla (línea L) coincide con la morfología de los distintos escalones. En último término, si vamos restando el salto que representaría cada intervalo entre escalones, al final la línea L coincidiría con el borde superior de la banda del plano de falla que está libre de vegetación y menos degradado (línea P).

En definitiva, pensamos que estamos ante una sucesión de saltos de falla de carácter puntual posteriores a la existencia de un relieve ya configurado por la red fluvial actual (los valles que quedan colgados detrás de las calcarenitas lo atestiguan) y por tanto se trata de saltos de edades claramente pleistocenos o posteriores.



**Fig. 2-81.** Fotografía frontal del plano de falla de las Viñas 2 Km. al oeste de Lorca. Sobre el plano de falla se observa una banda que presenta menor degradación con unos límites superior (línea P) e inferior (línea L) coincidentes en su morfología, lo que induce a pensar en una actividad bastante reciente (ver explicación en el texto).





*Fig. 2-82.* Vista próxima del plano de falla de la FLV. Dentro de la banda con menor degradación (Fig. 2-81) se observan a la vez bandas separadas por pequeños escalones cuyos límites superior inferior son también coincidentes. Ello puede constituir indicios de reactivaciones puntuales de la falla.

Las litologías margosas adosadas al plano de falla pueden hacernos pensar en la posibilidad de que se trate en realidad de una sucesión de paleodeslizamientos. Contra de esta interpretación está el hecho de que la franja del plano de falla con menor grado de alteración que interpretamos como reactivada, atraviesa varias vaguadas y barrancos, y sigue conservando los escalones con las morfologías coincidentes. En caso de tratarse de deslizamientos gravitacionales, creemos que sería difícil que la masa deslizante tuviera tal continuidad lateral afectando al mismo tiempo a varios lóbulos margosos situados entre distintos barrancos y manteniendo un movimiento de traslación tan homogéneo en toda su longitud. Asimismo, no existen restos de ningún frente de deslizamiento hacia el valle del Guadalentín.

No existen criterios para datar estas estructuras, pero si consideramos las características citadas como indicios de paleosismicidad, podemos concluir que se identifica un salto de falla neto reciente desde el Pleistoceno de más de 10 metros. Estos valores dan tasas de movimiento en la vertical de aproximadamente 0.1 m/Ka. Este salto se puede dividir al menos en cinco saltos individuales con deslizamientos por evento entre 0.5 y 3 m. La continuidad lateral visible de los mismos es de aproximadamente 1 Km, aunque es probable que ocupen todo el segmento situado entre la falla de Los Aragonés (FAR) y la falla de los Quijales (FQ) (más de 3 Km).

#### -2: Criterios morfológicos

Además de las estructuras que acabamos de analizar, existen una serie de indicios de carácter morfológico que apoyan la existencia de actividad cuaternaria de carácter extensional en la FLV y en las fallas asociadas: FAR y FQ. Entre estas observaciones destacan las siguientes:

-1. La disposición y deformación que presentan las terrazas fluviales del río Guadalentín:

-a: Solamente se conservan restos de terrazas en el sector de la FLV situado entre la FAR y la FQ y además presentan un basculamiento hacia el plano de falla de FLV (figs. 2-74 y 2-83).

-b: Los restos de terrazas más próximas a la FQ están basculadas anormalmente hacia esa falla (mapa 5).

-c: existen restos de terrazas previas a T1 (no cartografiables) que aparecen fuertemente basculadas hacia el Este y Sureste (Fig. 2-76). Estos restos aparecen cubiertos por terrazas más modernas (T1). Esto es un indicio claro de hundimiento cuaternario del bloque por el que discurría el río Guadalentín.

-2. El cauce del río Guadalentín, a partir de su paso sobre la FAR, sufre una rápida migración hacia el Sur hasta quedar casi en contacto con la FLV. Esta migración tiene su reflejo en el rápido abandono de sus terrazas más recientes (T2 a T4) al Norte de su cauce.

Estas observaciones indican que durante el Cuaternario el bloque limitado por la FLV, la FQ y la FAR han sufrido un hundimiento acompañado de basculamiento hacia el E-SE, causado por movimientos de tipo normal de dichas fallas. La red fluvial y sus depósitos responden a dicho hundimiento.

#### -B: Sector Occidental

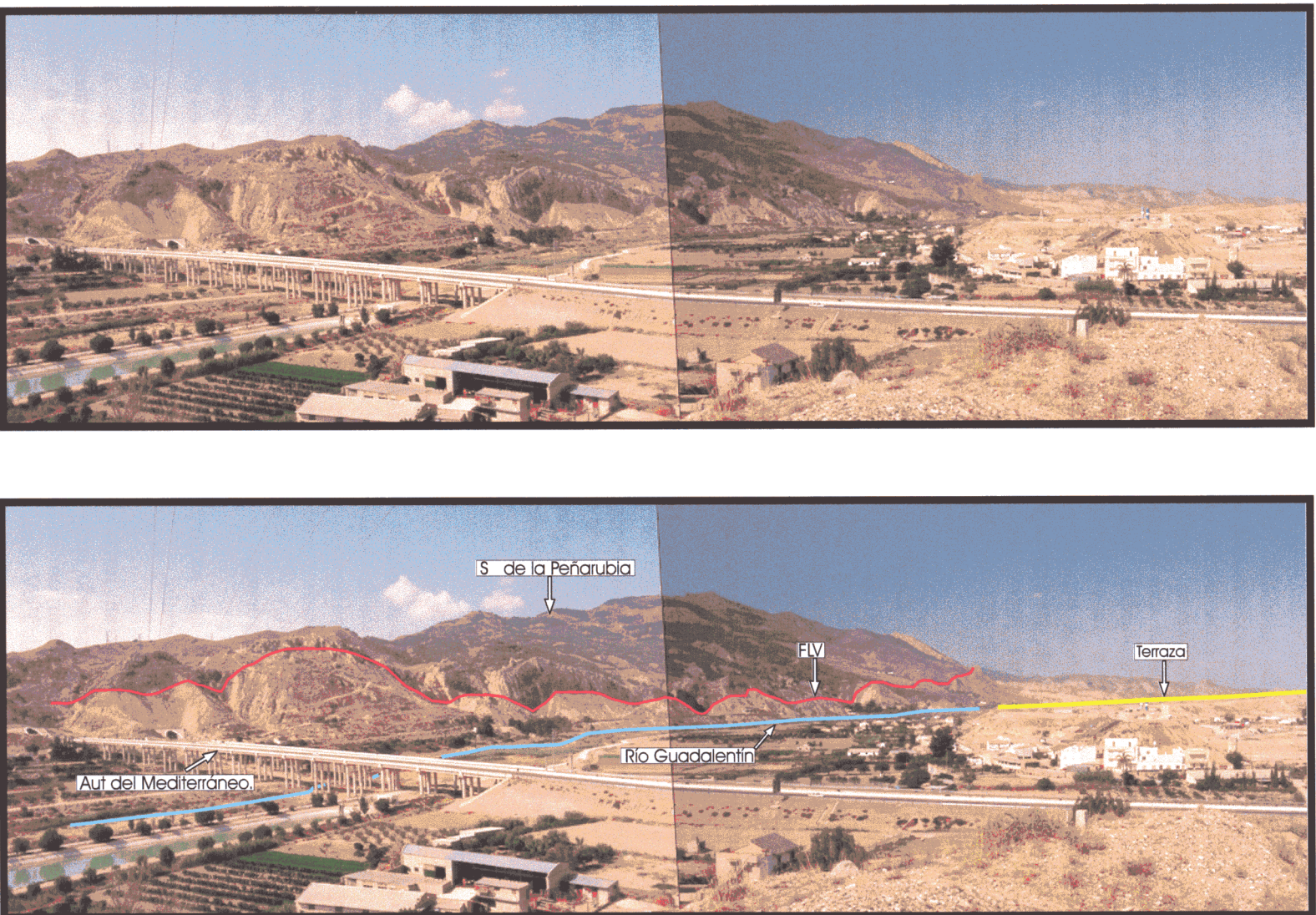
Desde la falla de Los Aragonés hacia el Oeste, la zona de falla de la FLV se hace más complicada al dividirse en dos ramas con características diferentes. Entre las características estructurales y morfológicas de este sector que aportan datos acerca de la cinemática neotectónica destacamos los siguientes:

-1: Desde la FAR hacia el Oeste se identifica una rama más reciente de la FLV con orientación N 120 compuesta por fallas que se relevan con una disposición en *echelon* y deforman los glaciares y abanicos cuaternarios situados al Norte del Cejo de Los Enamorados. Algunas de estas fallas están ocultas y se identifican por la flexión de los depósitos cuaternarios suprayacentes. En el mapa 5 se ha denominado zona de falla del Consejero (ZFC) a la articulación de estas fallas que en nuestra opinión constituye la prolongación hacia el Oeste de la FLV para tiempos pliocuaternarios.

-2: El segmento de la FLV entre la FCJ y la FAR habría quedado abandonado a finales del Mioceno. En efecto, este segmento no induce ninguna deformación ni ningún control de los depósitos cuaternarios.

Entre las FCJ y FAR los dos niveles de glaciares y abanicos cartografiados aparecen a distintas





*Fig. 2-83. Vista general de la FLV y el valle del alto Guadalentín en la que se aprecia la ligera inclinación que presentan las terrazas del río hacia el plano de falla.*

cotas y fuertemente encajados por la red fluvial, aunque ni colgados ni basculados.

-3: En el sector situado entre la Rba. de los 17 Arcos y la FCJ los depósitos aluviales del *Pleistoceno inferior y medio* denominados GL1 (en este sector se trata de restos de abanicos aluviales con potencias de hasta 18 m) aparecen deformados con buzamientos crecientes hacia la posición de las fallas que los separan de los depósitos holocenos. La ZFC está cubierta por el holoceno del abanico del Cambrón pero en su proximidad GL1 llega a buzarse hasta 30°. En los cortes de la Rba. de los 17 Arcos (Fig. 2-75) se observan los tres niveles de terrazas aluviales afectados por la actividad de la ZFC. El grado de basculamiento de cada nivel es proporcional a su antigüedad, lo que demuestra la continuidad de la actividad de esta zona de falla a lo largo del Cuaternario.

-4: La ZFC queda cortada por un plano de falla normal NE-SO a la altura de la Rba. de los 17 Arcos. Al Oeste del mismo ya no se observan indicios de la FLV, y los depósitos de glaciares y abanicos cuaternarios bajan bruscamente de cota.

-5 En el bloque de materiales miocenos y pliocuaternarios del cejo de Los Enamorados (limitado por la Rba. de los 17 Arcos y la FCJ), los buzamientos hacia el Norte de las capas van aumentando progresivamente con la edad del material. Varía entre los 50° de las calcarenitas tortonienses, hasta los 15-20° de los abanicos cuaternarios, pasando por los 20-25° de las margas messinienses. Este basculamiento está asociado a un levantamiento progresivo de la S<sup>a</sup> de La Peña Rubia desde el Tortoniense superior hasta la actualidad. Los glaciares y abanicos cuaternarios incluidos en este bloque están, sin embargo, hundidos en relación con los que se sitúan más al Este entre la FCJ y la FAR. El afloramiento del glacis GL1 situado al NE del cejo de los Enamorados está claramente controlado por la FCJ si bien no puede medirse el salto.

### 2.9.5. Resumen de las conclusiones principales acerca de la neotectónica y tectónica activa de la falla de Las Viñas

Las distintas observaciones, tanto de carácter tectosedimentario, estructural como morfológico

muestran una evolución cinemática que se puede resumir en los siguientes puntos:

- La zona de falla de la FLV actuó como una cizalla de desgarre dextroso N 100-110 E que generó una *fracturación secundaria tipo Riedel* N 120-140 E durante el Mioceno superior. Probablemente esta cinemática era ya activa durante el Mioceno medio.
- Durante el Tortoniense superior y Messiniense se identifican importantes movimientos de carácter normal que controlan un depocentro de depósitos margosos en el borde Sur de la cuenca de Lorca. Esta actividad es incompatible con el desgarre dextroso antes descrito.
- A lo largo del Messiniense se inicia un bloqueo de la cizalla dextrosa y se generan fallas de desgarre NE-SO y NO-SE que cortan y desvirtúan la estructuración previa del corredor. Algunas de estas fallas (por ejemplo la falla del Cejo) ya existían previamente y pasan de tener una cinemática normal a tener una cinemática de desgarre.
- A partir del Messiniense se identifican dos segmentos de la FLV con diferente comportamiento, limitados por la falla de Los Aragonés. Al Oeste de dicha falla la FLV carece de actividad pliocuaternaria. Esta actividad migra a una nueva zona de falla (zona de falla del Consejero) que deforma los depósitos pliocuaternarios situados al pie del cejo de Los Enamorados.
- En este sector occidental se identifica asimismo un proceso de levantamiento continuado del basamento de la S<sup>a</sup> de la Peña Rubia desde el Tortoniense hasta el Cuaternario. Los tres niveles de abanicos y glaciares descritos parecen atestiguar tres episodios de levantamiento, que generan tres procesos de encajamiento brusco de la fluvial y tres superficies de depósito a niveles topográficos cada vez más inferiores.
- En el sector oriental de la FLV se identifica la existencia de un bloque limitado por las fallas FAR, FLV y FQ que presenta una cinemática individualizada. Este bloque ha sufrido durante el Cuaternario (y probablemente también durante el plioceno) un hundimiento

asimétrico con basculamiento hacia el SE. Este hundimiento está controlado por la actividad reciente de tipo normal de la FLV que presenta indicios de paleosismicidad. Se han identificado estructuras indicativas de posibles eventos paleosísmicos cuaternarios con rupturas superficiales de más de 2 Km de longitud y saltos por evento de 0.5 a 3 m. El curso del río Guadalentín ha ido migrando hacia el Sur a lo largo del Pleistoceno superior y Holoceno a favor de esta cinemática.

#### 2.9.6. Tasas de movimiento y sismicidad potencial asociadas a la falla de Las Viñas

A partir de las observaciones de carácter estructural se pueden deducir una tasa de movimiento vertical para la FLV a lo largo del Cuaternario.

Considerando el salto total observado en el plano de falla que presenta caracteres de actividad paleosísmica y que ha controlado la dinámica fluvial durante el Pleistoceno superior de 0.1 m/Ka.

Por otra parte, al igual que se realizó para el tramo Lorca-Totana, podemos llevar a cabo una estimación de la sismicidad teórica potencial que ocasionaría la reactivación sísmica de esta falla. Para ello, en primer lugar definimos los parámetros geométricos de la falla que se resumen en la Tabla V

Se ha estimado un área de ruptura teórica considerando un factor de forma próximo a 1.

Considerando los parámetros de longitud de ruptura y área de ruptura y las curvas empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y Vakov (1996), se obtienen valores de magnitud que oscilarían entre 5.0 y 5.5.

**Tabla V**  
**Datos paleosísmicos deducidos en la falla de Las Viñas**

	<i>Longitud (Km)</i>	<i>Área de ruptura (Km<sup>2</sup>)</i>	<i>Tasa de movimiento (m/ka)</i>	<i>Desplazamiento por evento(cm)</i>
FLV (total)	6 Km	36 Km <sup>2</sup>	0.1-0.4	?
FLV (segmento FAR-FQ)	3 Km	9 Km <sup>2</sup>	0.1-0.4	10-100

**ABRIR CAPÍTULO 2.10**







**ABRIR CAPÍTULO 2.9**

**2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO**

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM
- 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huerca Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla
- 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas
- 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia
- 2.9. Neotectónica y tectónica activa asociada a la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas

**2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica en la FAM y su entorno**

2.10.1. Antecedentes

2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno

2.10.3. Comentario sobre el efecto de *porpoising*



## ***2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica en la FAM y su entorno***

En los capítulos precedentes, se han determinado, utilizando criterios o marcadores diversos, las orientaciones y naturaleza de los campos de esfuerzos que dieron origen a la sucesión de estructuras de deformación, cinemáticas y evolución desde el mioceno hasta la actualidad. Estas estructuras, tales como la cuenca de Lorca, la Sierra de La Tercia, la fracturación asociada a los corredores principales, la depresión del Guadalentín, y en general las meso y macro estructuras que rodean a la FAM, son el resultado de una tectónica polifásica en la que el campo de esfuerzos ha variado tanto de orientación como de naturaleza durante el período neotectónico.

En la Fig. 2-84 se presenta un sumario con los tensores de esfuerzos teóricos que representarían a cada uno de los campos de esfuerzos deducidos a partir de los distintos tipos de estructuras. En casi todos los casos, las complejas relaciones temporales entre las estructuras generadas por estos campos hace que no seamos capaces de distinguir claramente los límites temporales de actuación para cada campo de esfuerzos.

A grandes rasgos, se han identificado dos campos de esfuerzos compresivos predominantes con direcciones de máximo acortamiento horizontal diferentes. Uno NNO-SSE y otro NNE-SSO. Asimismo se observan varios campos de tipo extensional con orientaciones de máxima extensión variables. El efecto más importante de la actuación de los dos campos compresivos es la actuación de la FAM con dos cinemáticas diferentes. Una de carácter inverso bastante puro y otra de carácter oblicua inverso-direccional (sinestrosa).

En el presente capítulo describimos y analizaremos las causas de esa complejidad cinemática y dinámica y proponemos modelos y mecanismos concretos que pueden explicar dicha complejidad.

### **2.10.1. Antecedentes**

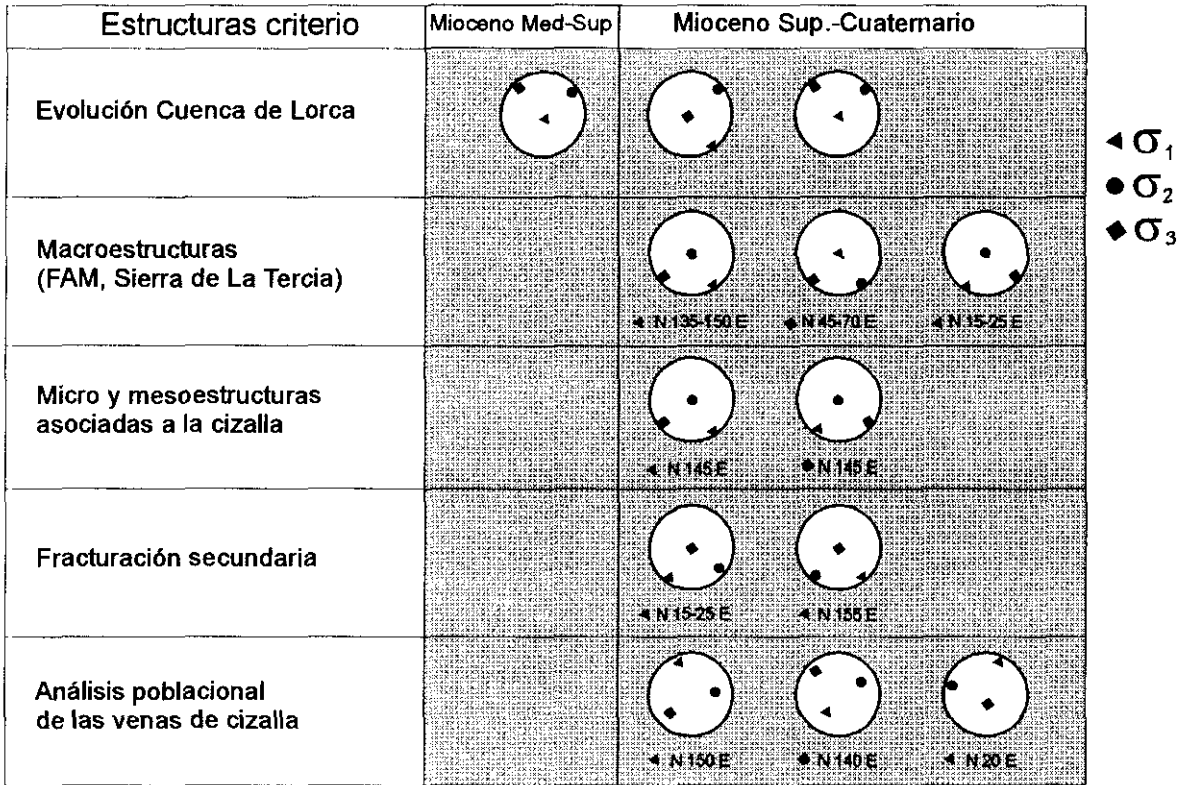
Como quedó expresado en los antecedentes generales, son varios los trabajos previos en los que se estudian o recopilan datos referentes a la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos regional que afecta actualmente y previsiblemente durante todo el Cuaternario a la Cordillera Bética Oriental. De la mayoría de ellos se deduce que la cordillera esta sometida a un campo de esfuerzos regional de carácter compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal aproximadamente N 150 E (NNO-SSE).

En los últimos años se han venido realizando estudios de carácter microtectónico y mesotectónico en diferentes marcos geodinámicos en los que se concluye que la orientación,

tanto de los paleoesfuerzos, como de los esfuerzos actuales que actúan en un punto determinado de la superficie cortical están condicionados en gran medida por las estructuras locales en el entorno del mismo (Taha, 1986; Rebaï, 1988; Mandle, 1988; Rebaï et al., 1992, entre otros).

En el último trabajo citado, se recopilan cientos de indicadores cinemáticos y se cartografían las trayectorias de esfuerzos actuales en el entorno geodinámico del Mediterráneo. En determinadas zonas de fracturación y y cinemática conocidas estudiaron los cambios de orientación de las trayectorias de esfuerzos a diferentes escalas en relación con la estructuración local. Como resultado de ese

Campos de esfuerzos zona de falla de Alhama de Murcia



Campos de esfuerzos zona de falla de Las Viñas

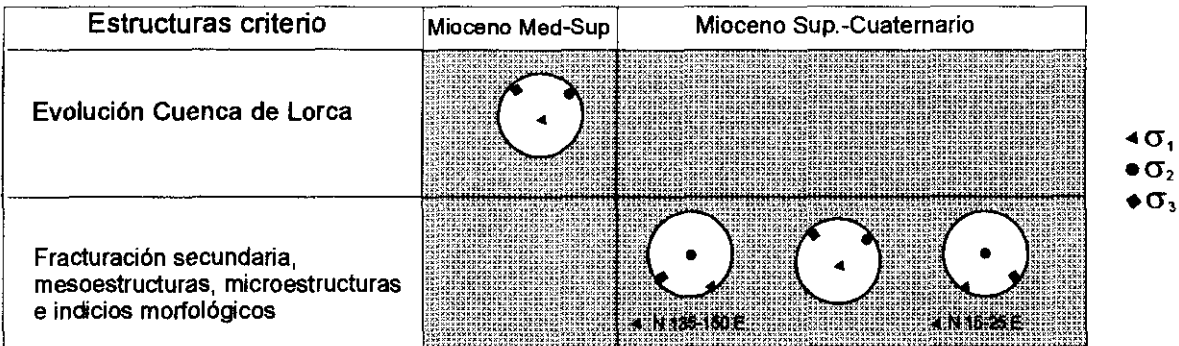


Fig. 2-84. Tensores de esfuerzos teóricos que representan los campos de esfuerzos aproximados deducidos del análisis neotectónico de la falla de Alhama de Murcia, la falla de las Viñas y su entorno.

estudio, llegan a la conclusión de que: “*el campo de esfuerzos a una escala determinada es consistente con estructuras geológicas de la misma escala y no es necesariamente compatible con la cinemática de las fallas de su entorno de una menor escala. Esto significa que las fallas y heterogeneidades de una escala determinada están asociadas a desviaciones de esfuerzos de la misma escala*”.

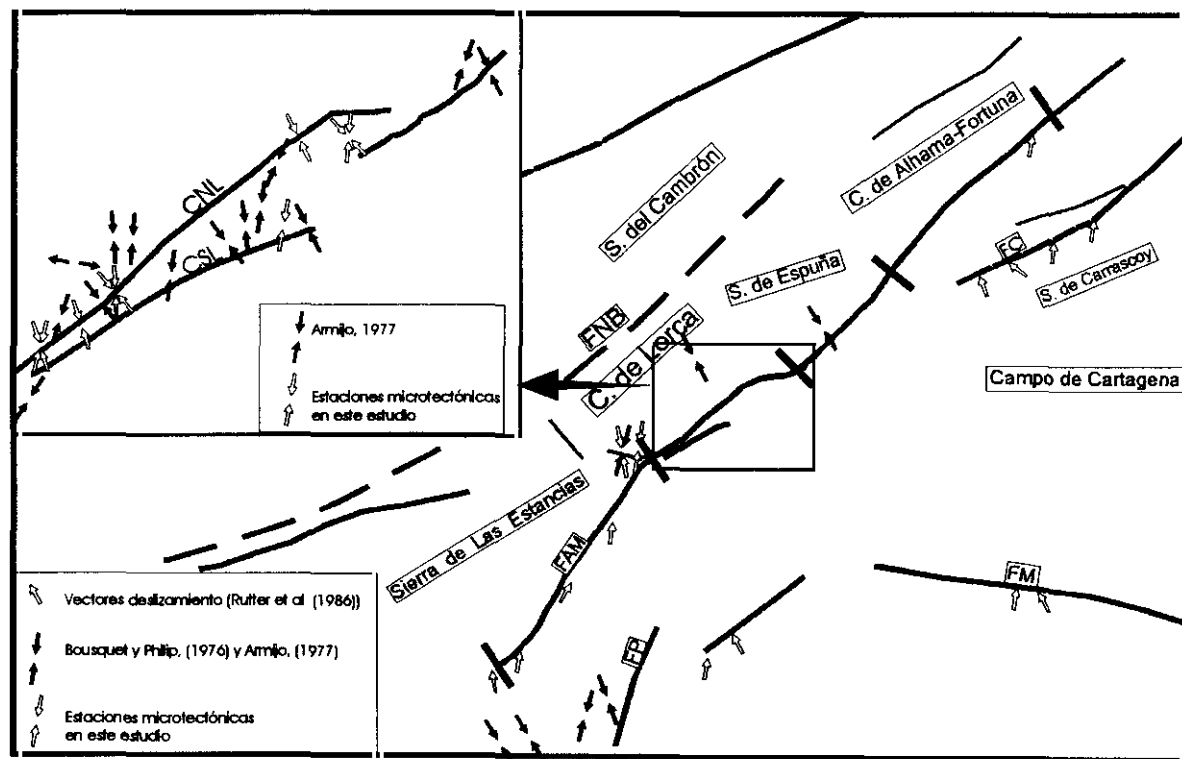
En relación con la zona aquí estudiada, en los distintos trabajos de carácter neotectónico-estructural que desde los años setenta se han realizado en la FAM y su entorno, se ha identificado una distribución tanto espacial como temporal bastante compleja de los campos de esfuerzos desde el Mioceno Medio hasta la actualidad. Ya Bousquet et al. (1975) identifican direcciones de acortamiento horizontal postpliocenas que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

Posteriormente, Armijo (1977) realizó un análisis poblacional de fallas en el sector Lorca-Totana de la FAM en materiales posteriores al Mioceno medio. En su interpretación concluye la existencia de una variación en la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos que pasa de

ser extensional hasta el Messiniense, a ser de tipo compresivo con una dirección de  $S_{\max}$  NE-SO a NNE-SSO durante el Plioceno superior (Fig. 2-85). Bajo este campo la FAM actuaría como un desgarre sinestroso. Finalmente, durante el Cuaternario identifica un campo compresivo con una dirección de  $S_{\max}$  NNO-SSE que se tradujo en un progresivo bloqueo del movimiento de desgarre de la FAM.

Durante la década de los ochenta varios autores franceses realizaron numerosos estudios neotectónicos y tectosedimentarios de la FAM y de las cuencas neógenas próximas (Montenat et al., 1985; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Larouziere, 1985). Los resultados de carácter dinámico de los dichos estudios se extrapolaron al dominio Bético oriental.

En la Fig. 1-7 se mostró una síntesis de la evolución tectosedimentaria, magmática, cinemática y dinámica desde el Mioceno superior hasta la actualidad tomada de (Montenat et al. (1987 a y b). En dicha figura, se muestra una evolución aún más compleja del campo de esfuerzos que afecta esta zona a escala regional. Se propone la existencia de un único campo de esfuerzos compresivo desde el Mioceno medio



**Fig. 2-85.** Proyección en planta de las direcciones de acortamiento horizontal postmiocenas deducidas en el entorno de la FAM en trabajos previos (ver explicación en texto) y en este estudio.



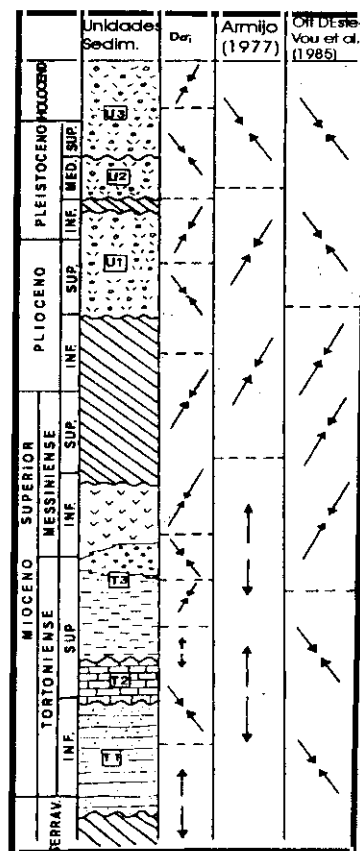
hasta la actualidad, si bien presenta dos rotaciones en la dirección de  $Sh_{max}$  entre NNO-SSE y NNE-SSO que se reflejan en cambios en la cinemática de la fracturación.

En estudios más recientes a escala local realizados en el sector Lorca-Totana (Martínez Díaz, 1991; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992a y b) se identifica una mayor complejidad en la distribución temporal y orientación del campo de esfuerzos neotectónico. Se vuelven a identificar dos direcciones del máximo esfuerzo horizontal, una NNE-SSO y otra NNO-SSE, pero con una mayor complejidad en su sucesión temporal (Fig. 2-86).

En contraposición con esta tendencia de progresiva complicación en la evolución dinámica de esta zona, Silva et al. (1992a) apoyan, tras realizar un estudio morfológico-estructural de la depresión del Guadalentín que todas las estructuras neotectónicas observadas a lo largo de la zona de falla se han podido generar bajo un único campo de esfuerzos compresivo con una dirección de  $S_{\max}$  N 170 E.

A una escala más regional, ya en el capítulo de antecedentes generales (capítulo 1.2.2) se describieron los estudios y conclusiones de carácter dinámico más significativos para el entorno de la zona estudiada. De esos trabajos se extrae que desde el Tortonense superior hasta la actualidad el campo de esfuerzos regional que ha afectado al conjunto de las Cordillera Bética central y oriental es coherente con en acercamiento NO-SE entre las placas Euroasiática y Africana

Tanto el mapa mundial de esfuerzos tectónicos actuales obtenido a partir de medidas de esfuerzos in situ (Zoback et al., 1989 y 1992), como en los modelos de esfuerzos obtenidos a partir del análisis elástico de elementos finitos (Gölke y Coblentz, 1996), así como las medidas de movimientos relativos entre las placas obtenidas a través de observaciones de interferometría espacial VLBI (NASA, 1998), indican la existencia de un acortamiento actual entre Europa y África a la altura de la Península Ibérica según una dirección NO-SE a NNO-SSE.



**Fig. 2-86.** Evolución de las direcciones de máximo acortamiento horizontal durante el periodo neotectónico a partir del análisis estructural aplicado al sector Lorca-Totana de la FAM deducidas por, Armijo (1977); Ott D'Estevou et al. (1985) y Martínez-Díaz (1991).

### 2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno

Considerando los antecedentes expuestos junto con los resultados obtenidos en los capítulos precedentes, en esta zona se pueden identificar hasta cinco campos de esfuerzo de diferente naturaleza y orientación que han actuado durante el Mioceno superior y el Pliocuaternario (Fig. 2-84). Las complicadas relaciones espacio-temporales observadas entre estos campos nos hace pensar que se generan como consecuencia de modificaciones en el régimen del campo de esfuerzos regional debidas a perturbaciones locales controladas por estructuras preexistentes. En función de la geometría, posición espacial y cinemática de esas estructuras preexistentes (anisotropías), el tipo y orientación de campo de esfuerzos varía.

En la Fig. 2-87 se muestra un modelo cinemático y dinámico de la FAM en el sector Lorca-Totana. Este modelo pretende explicar las estructuras asociadas a la cinemática de la FAM como resultado del campo de esfuerzos regional, así como de aquellos otros campos de esfuerzos locales derivados de modificaciones del primero en momentos determinados. En efecto, el campo de esfuerzos regional fue responsable del movimiento diferencial de bloques a diversas escalas, limitados por anisotropías preexistentes con distintas orientaciones. Los desplazamientos de bloques subordinados a estas discontinuidades inducen campos de esfuerzos locales como consecuencia de modificaciones del campo regional.

En el modelo se ha considerado un campo de esfuerzos compresivo regional con una dirección de  $Sh_{max}$  N 150 E. Bajo este campo de esfuerzos, se generan permutaciones locales de ejes o desviaciones en las trayectorias de esfuerzos que inducen los campos de esfuerzos locales (CEL) de inferior jerarquía. Bajo dicho campo de esfuerzos regional, las fallas tanto del CNL como del CSL presentan cinemáticas de tipo inverso. Estos movimientos inducen el hundimiento de un *pop down* situado entre los dos corredores y el levantamiento de la  $S^a$  de la Tercia. El menor levantamiento del bloque situado al Sur del CSL induce a pensar en un menor desarrollo en profundidad de la zona de falla debido a que se trata de una zona de falla más reciente.

En la Fig. 2-87a se muestra el modelo de formación del CEL responsable de la formación de las fallas normales en tijera en el seno de la ST (Capit. 2.5.3.4). La tasa de movimiento diferencial en distintos segmentos del CNL se traduce en un régimen local de cizalla simple según planos verticales perpendiculares a la dirección de la FAM, responsable de la formación de dichas fallas.

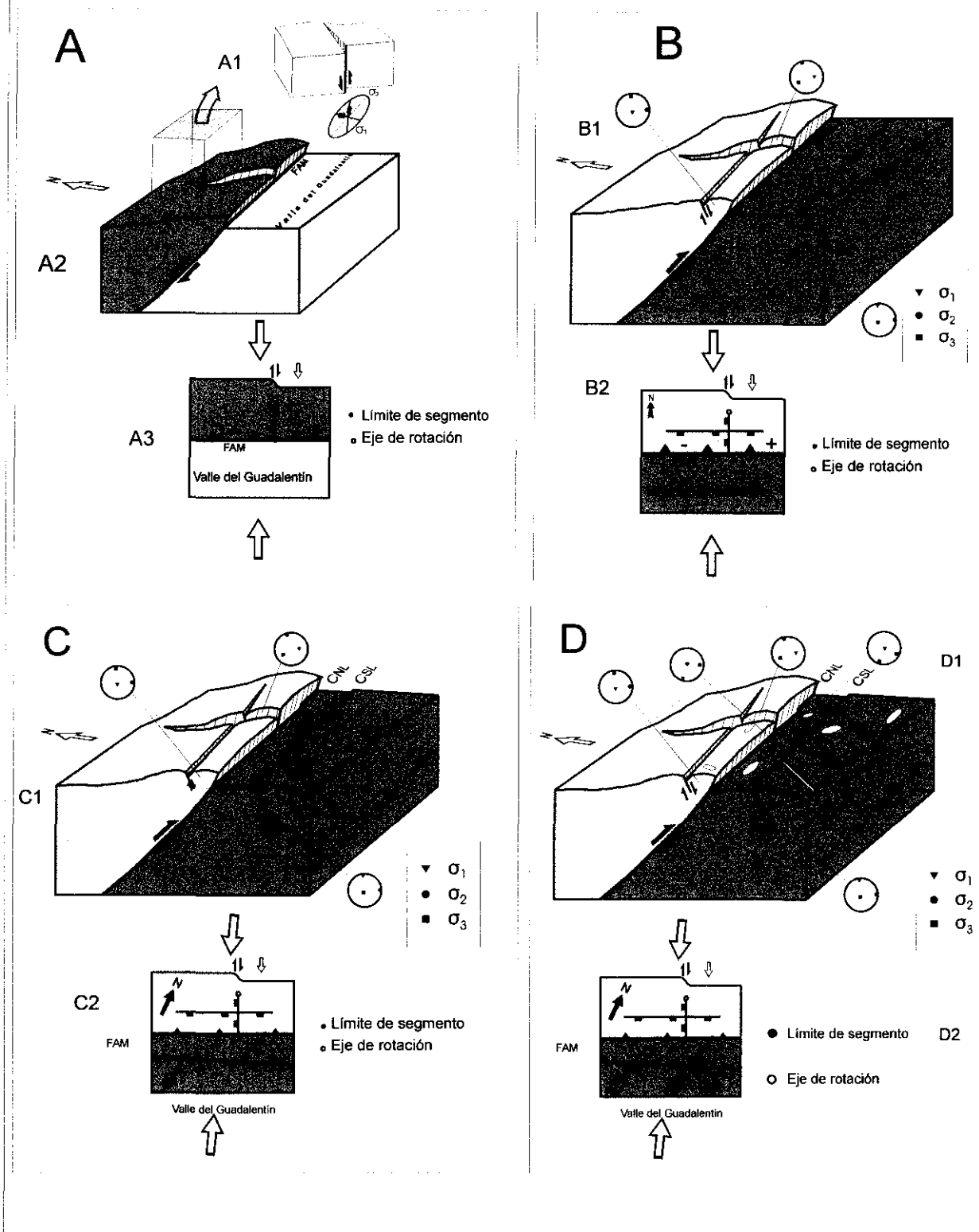
En la Fig. 2-87 b se añade un nuevo (CEL) responsable de la formación de fallas normales paralelas a la FAM en el bloque levantado al NO. Se trata de un mecanismo de flexión combinado con un proceso de escape en la vertical y tracción perpendicular a la FAM que induce una permutación de los ejes del tensor regional. Se trata un mecanismo semejante al descrito por Philip y Meghraoui (1983) para las fallas

normales que se generaron durante el terremoto de El Asnam (Fig. 2-88).

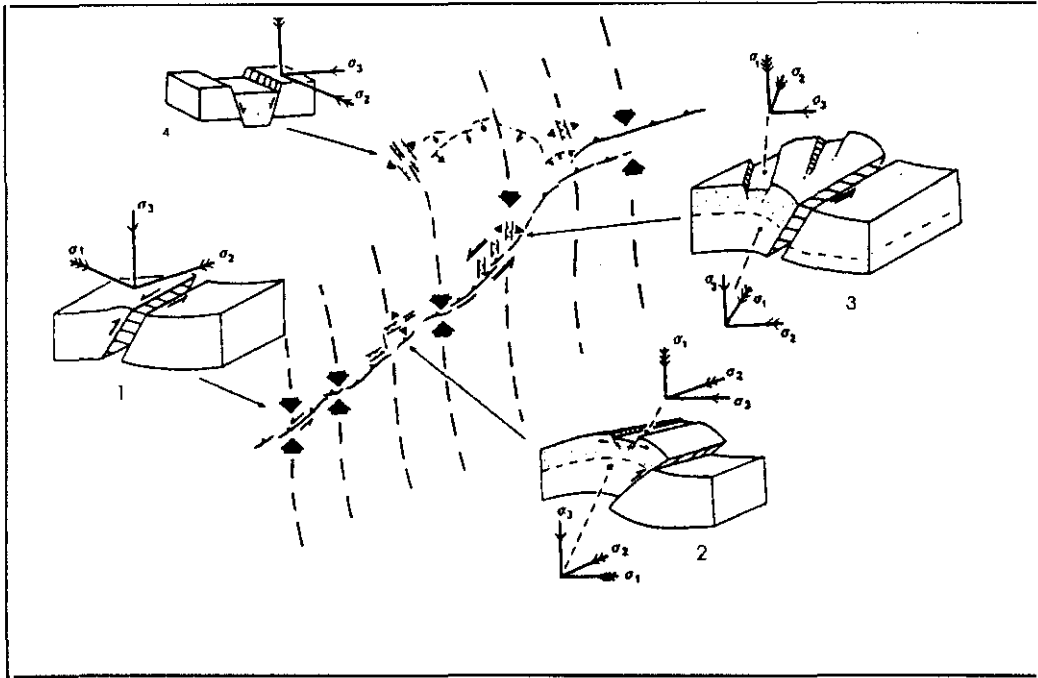
Podemos seguir complicando el modelo si se añaden dos nuevas estructuras (Fig. 2-87 c). Son las fallas N 15-25 que presentan dos cinemáticas diferentes: una de desgarre sinestroso con componente inversa y otra de carácter extensional. Las fallas con componente de desgarre son subordinadas a la cinemática de la FAM y coherentes con el acortamiento N 150. No ocurre lo mismo con las fallas N 15-25 normales. Para su formación requieren un tensor con un  $Sh_{max}$  paralelo a su orientación, es decir, NNE-SSO, coherente a la vez con la cinemática de desgarre sinestroso observada tanto en el CNL como en el CSL.

De estos modelos cinemático - dinámicos se deduce la importancia que parece tener la interacción entre distintos sistemas de fracturación en la distribución y naturaleza del campo de esfuerzos. Ya quedó puesto de manifiesto a través de los estudios de campo la importancia de estas interacciones en la formación de estructuras concretas con comportamientos cinemáticos individualizados (capítulo 2.4.8).

Si consideramos las direcciones de máximo acortamiento horizontal y los vectores de deslizamiento que han sido descritos en la FAM y su entorno en trabajos anteriores (figura 2-85), destaca el número de datos que se dispone del sector Lorca-Totana donde Armijo (1977) realizó un análisis poblacional de fallas de edad postmiocena. A lo largo de toda la falla se observa la dualidad en la dirección de acortamiento entre NNE-SSO y NNO-SSE. Podríamos interpretar, como se ha hecho en trabajos anteriores, que se trate de fases en las que el campo regional sufre rotaciones. Sin embargo, las cronologías relativas que se observan entre las estructuras asociadas a cada campo son muy complejas y es difícil identificar una sucesión temporal. El análisis de los antecedentes bibliográficos nos ha llevado a constatar que cuanto más detallado se hace el análisis cinemático de una zona, más rotaciones en la orientación del tensor se identifican. Pensamos que existen varios mecanismos que podrían explicar esta dualidad en la dirección de acortamiento sin necesidad de recurrir a la existencia de varias rotaciones del campo de



**Fig. 2-87.** Modelos dinámicos y cinemáticos de los tensores de esfuerzos locales que pueden generarse en función de reactivaciones e interacciones de fallas preexistentes adaptados a la estructura del sector Lorca-Totana de la FAM. Los modelos son progresivamente complicados con la adición de efectos. Junto a cada bloque diagrama se representa la expresión cartográfica teórica de las estructuras generadas y preexistentes, junto con la dirección de acortamiento horizontal.



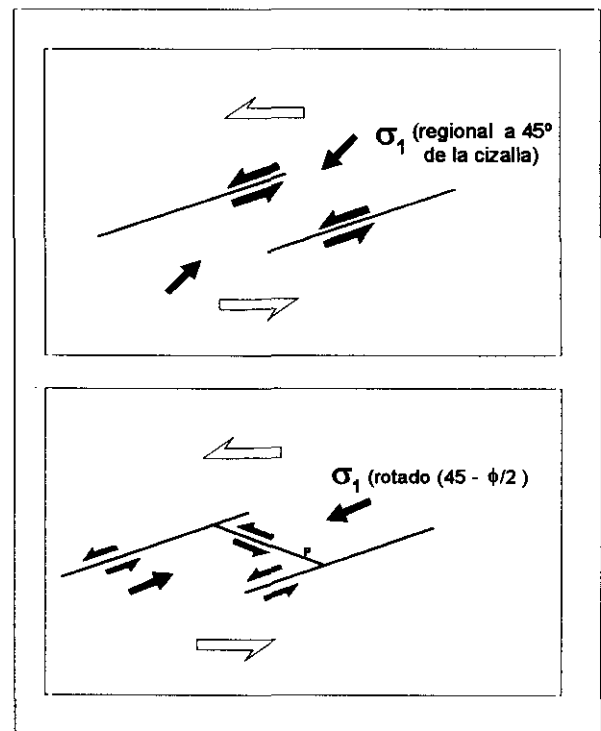
**Fig. 2-88.** Formación de tensores de esfuerzos de carácter local causados por permutaciones de ejes asociadas a la estructura de la zona de falla de el Assnam, según Philip and Meghraoui (1983). Se representan asimismo las estructuras locales de carácter extensional que se identifican en el entorno de la falla.

esfuerzos regional en un intervalo de pocos millones de años. Destacamos los siguientes:

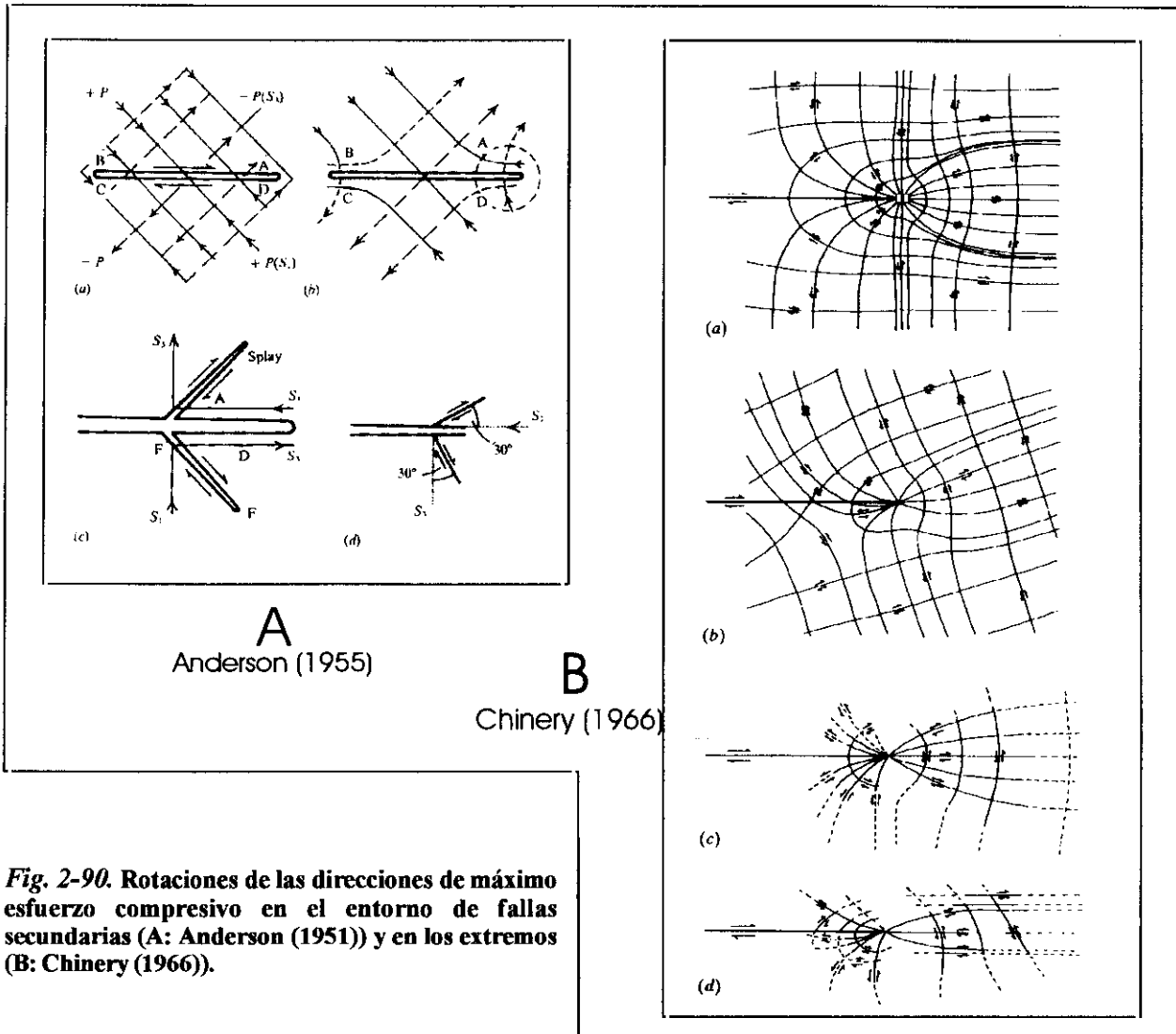
**-A: Modificación de las orientaciones de esfuerzos causada por la actividad de fracturas secundarias de diversas escalas:**

Esta primera posibilidad se basa en un mecanismo de modificación de la orientación del campo de esfuerzos semejante al descrito por Mandl (1988) para explicar la formación de los planos tipo P en zonas de cizalla frágiles (ver Fig. 2-89). El movimiento relativo de dos fracturas secundarias en una zona de cizalla simple induce una rotación de  $\sigma_1$  que se dispone paralelo a dicha fracturación. En el caso de la FAM, el campo compresivo con  $\text{Sh}_{\text{max}}$  N 15-25 estaría asociado al movimiento de los meso y microbloques limitados por las fallas de esa orientación situadas al SE de la FAM. Esos bloques se mueven paralelamente a sus límites transmitiendo un acortamiento con esa misma orientación hacia el Norte (ver esquema en planta de la Fig. 2-87d). Este acortamiento N 15-25 se traduce en movimiento de desgarre de las fallas N 50-70 y un funcionamiento como normales de las fallas N 15-25 al Norte del CSL.

El hecho de que hayamos podido observar



**Fig. 2-89.** Modelo de rotación del eje de máximo esfuerzos compresivo controlado por la actividad de dos planos Riedel paralelos que lo desvían hasta hacerlo paralelo a ellos. Con este modelo Mandl (1988) explica la formación de los planos tipo P en zonas de cizalla.



**Fig. 2-90.** Rotaciones de las direcciones de máximo esfuerzo compresivo en el entorno de fallas secundarias (A: Anderson (1951)) y en los extremos (B: Chinery (1966)).

pequeños segmentos, tanto en el CNL como en el CSL, con diferente salto neto en la vertical (Capit. 2.8.2), cuyos límites coinciden con intersecciones con fallas N 15-25, es un dato que apoya la coherencia de este mecanismo de interacción.

A escala más regional, la existencia, varios Km al Sur de la FAM, de una zona de falla N 10-20 de desgarre sinistoso y de dimensiones corticales: la falla de Palomares, puede explicar empujes con esa dirección por parte del bloque de corteza situado al Este de su traza. En este sentido, Weijermars (1987) es su estudio neotectónico de la falla de palomares, deduce una actividad intermitente de la misma a lo largo del Mioceno superior y Plioceno. Esto explicaría la intermitencia en las etapas de acortamiento NNE-SSO. Estaríamos por tanto ante un mecanismo que actuaría a diferentes escalas.

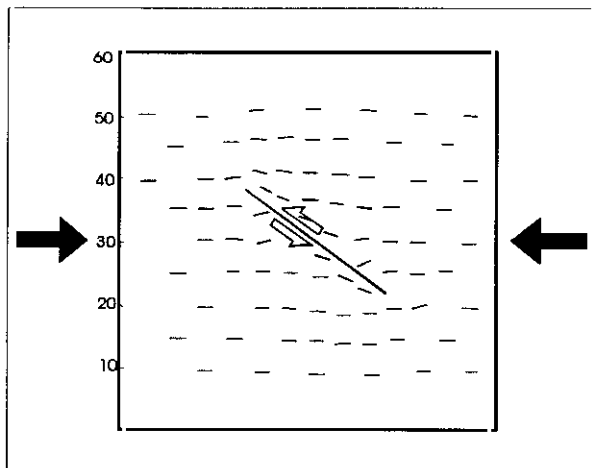
**-B: Modificación de las orientaciones de esfuerzos asociadas a reactivaciones paleosísmicas de segmentos de falla:**

-B1: Antecedentes sobre modificaciones de esfuerzos en los alrededores de fallas secundarias

Son numerosos los trabajos de tipo teórico en los que se intenta explicar la formación de las fallas secundarias asociadas a una falla principal en régimen de desgarre a partir de modificaciones del campo de esfuerzos regional inducidas por la actividad de las fallas principales (Anderson, 1951; McClintock y Walsh, 1962; McKinstry, 1953; Chinery, 1966; Lajtai, 1968 y Price, 1968). Entre estos trabajos destaca el análisis de Chinery que determina las trayectorias de esfuerzos que se generan en el entorno de una falla después de un movimiento incremental (Fig. 2-90). De los

análisis de Anderson y de Chinery se concluye que en las terminaciones de las fallas, la dirección de  $\sigma_1$  gira hasta situarse prácticamente paralela a la falla en uno de los lados y perpendicular en el otro lado. En el trabajo posterior de Price (1968) se realizó un análisis del problema de tipo dinámico, no estático como en los casos anteriores. Price consideró que la ruptura no es instantánea sino que se propaga a lo largo de la falla. Además, incluyó el efecto de las ondas sísmicas que se propagan desde la superficie de ruptura. Considerando así el problema, dio las soluciones tanto gráficas como analíticas para la formación de fracturas secundarias tanto en los extremos de las fallas como en la zona central de las mismas. De su análisis se infiere que la reactivación de una falla induce modificaciones **transitorias** de la orientación del campo de esfuerzos en su entorno capaces de generar estructuras de menor rango.

Observando el problema desde otro punto de vista, se han realizado numerosos estudios experimentales de deformación analógicos con el fin de determinar de la influencia de una falla preexistente en la repartición de los esfuerzos y la deformación finita. En la Fig. 2-91 se muestran los resultados del estudio realizado por Odonne



**Fig. 2-91.** Rotaciones finitas de los ejes de máximo acortamiento horizontal deducidos por Odonne (1990) en un experimento analógico en el que consideraba una falla preexistente en el seno del material sometido a deformación, formando un ángulo de  $45^\circ$  con  $\sigma_1$ .

(1990). En el experimento considera la existencia de una falla que forma un ángulo de  $45^\circ$  con  $\sigma_1$  en el seno del material sometido a deformación. La falla genera una desviación de los esfuerzos en su entorno. A un lado de la falla, los ejes de las elipses de deformación finita se disponen paralelamente a la dirección de la falla en una de sus mitades y aproximadamente perpendiculares en la otra. La geometría se repite en el lado opuesto de la falla aunque con una disposición contraria.

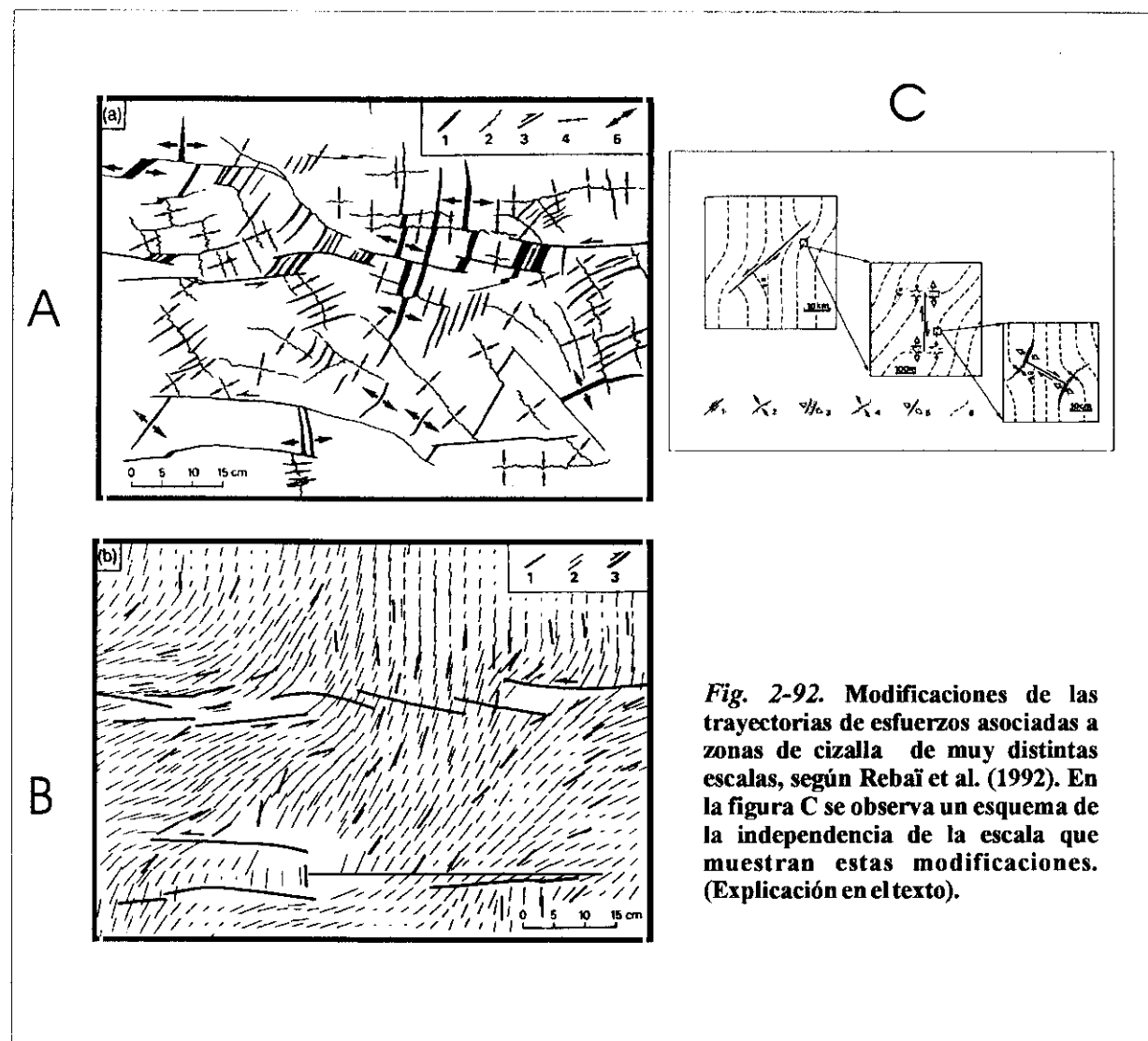
Recientemente, la aplicación de programas de modelización de esfuerzos y deformaciones en medios elásticos ha permitido estudiar la influencia que un único evento instantáneo de dislocación en una falla tiene en su entorno. Pollard et al. (1993), mediante modelizaciones numéricas en medios elásticos, deducen y evalúan las perturbaciones de esfuerzos locales que pueden generarse como consecuencia de la interacción entre fallas activas próximas. Obtienen variaciones angulares muy elevadas en los cabeceos teóricos de las estrías bajo un único campo de esfuerzos regional debidas a dichas interacciones. Los resultados experimentales de Cashman y Ellis (1994) indican que los estados de esfuerzos locales inducidos por reactivaciones cosísmicas de una falla provocan reactivaciones en fallas próximas (decenas de kilómetros) con cinemáticas aparentemente incompatibles con el campo de esfuerzos regional.

Este tipo de perturbaciones ha sido reconocido asimismo en la naturaleza. Rebaï et al. (1992) reconstruyen las direcciones de esfuerzos en una falla real y muestran que en la naturaleza las fallas preexistentes modifican las direcciones de esfuerzos de una manera semejante a la predicha en los análisis teóricos y en los experimentos de deformación (Fig. 2-92). La dirección de máximo acortamiento regional en el entorno de las fallas que presentan cierta oblicuidad con la misma se desvía y sitúa casi paralela a sus direcciones.

#### -B2: Modificaciones de esfuerzos en la falla de Alhama de Murcia y su entorno. Interpretación

En relación con lo expuesto anteriormente, en la Fig. 2-93 se representa un modelo interpretativo de la desviación de las trayectorias del máximo esfuerzo horizontal compresivo regional en el entorno de la FAM. Se ha considerado la FAM dividida en tres segmentos

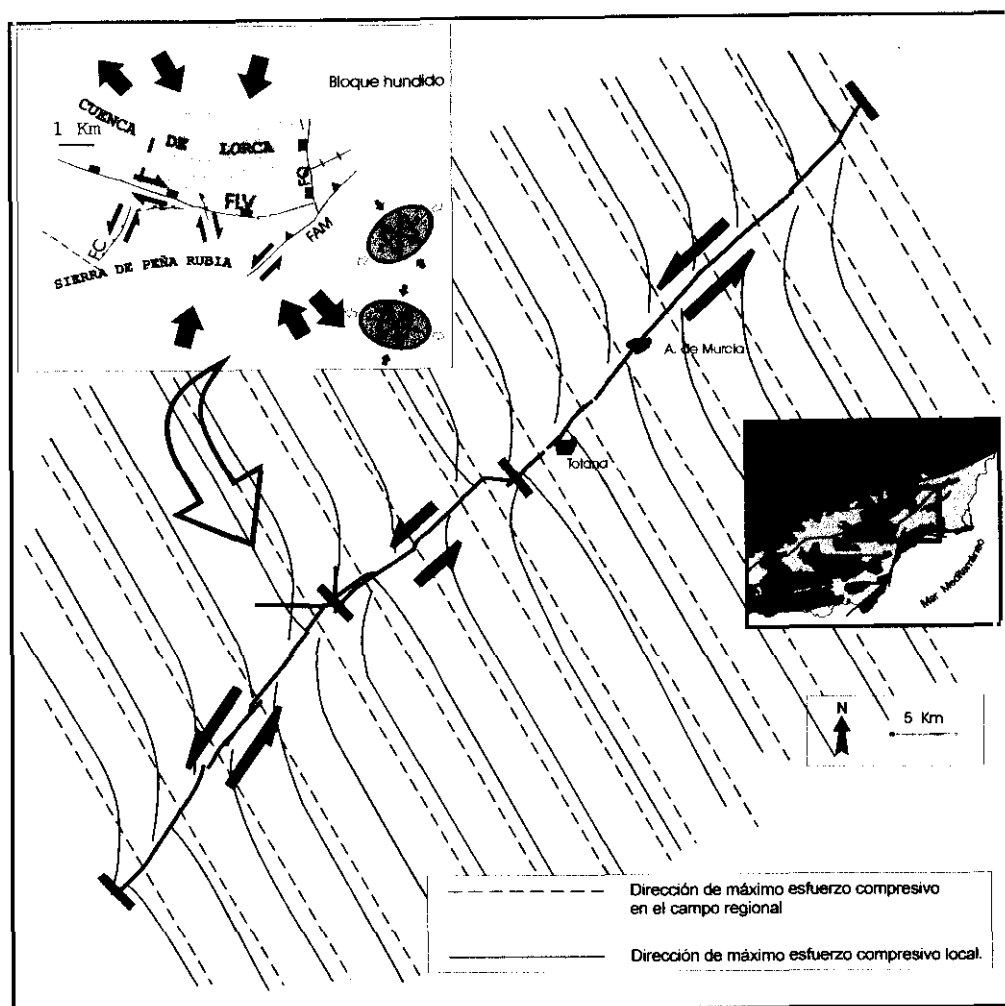




**Fig. 2-92. Modificaciones de las trayectorias de esfuerzos asociadas a zonas de cizalla de muy distintas escalas, según Rebañ et al. (1992). En la figura C se observa un esquema de la independencia de la escala que muestran estas modificaciones. (Explicación en el texto).**

mayores que tendrían una actividad paleosísmica individualizada. Para representar el grado de desviación de  $\sigma_1$  a cada lado y en cada extremo de la falla nos hemos basado en los ángulos obtenido por Chinery (1966) y hemos interpretado que, como se observa en los modelos experimentales, el ángulo de rotación de  $\sigma_1$  disminuye progresivamente hacia el centro de cada segmento de rotura y se hace casi perpendicular en el otro extremo. Como podemos observar en la orientación de las trayectorias, si consideramos que cada segmento se comporta de manera sísmica, en los momentos de reactivación sísmica y posterior reajuste de esfuerzos (fases cosísmica y postsísmica (Sibson, 1986)) el esfuerzo máximo horizontal se desviaría hacia N-S o NNE-SSO. Estos esfuerzos sísmicos transitorios son capaces desde un punto de vista

mecánico de generar o reactivar fracturas secundarias asociadas a la actividad sísmica de fallas de primer orden (Price y Cosgrove, 1990). En los periodos intersísmicos en los que comienzan a concentrarse de nuevo los esfuerzos sobre la falla, el esfuerzo máximo horizontal correspondería con el regional NNO-SSE. Ello explicaría la existencia en la zona de influencia de la falla de estructuras con diferentes orientaciones y/o cinemáticas. Si consideramos este fenómeno durante los últimos 9 m. a., tendríamos que las rocas del entorno de la falla han estado sometidas de manera intermitente a cambios en la orientación del tensor de esfuerzos que se traduce en unas complicadas relaciones temporales de corte entre las estructuras que genera el campo local y las que genera el campo regional.



**Fig. 2-93.** Modelo de trayectorias de esfuerzos teóricas actuales propuestas en este estudio para explicar las distintas dinámicas y cinemáticas deducidas en la FAM y su entorno. Explicación en el texto.

#### **-C: Modelos de campos de esfuerzos en la zona de falla de Las Viñas y su jerarquía**

La FLV es una falla secundaria asociada al corredor de la FAM, por lo que su cinemática debe estar sometida a las perturbaciones del campo de esfuerzos que esta ocasiona.

El campo de esfuerzos compresivo regional con una orientación del máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE únicamente explica la cinemática dextrosa de la FLV y la actividad inversa de la FAM que perturba el perfil longitudinal del río Guadalentín (Fig. 2-77). Para explicar los otros dos campos de esfuerzos identificados en ese sector, uno compresivo con una  $Sh_{max}$  NNE-SSO, y otro distensivo con dirección de extensión horizontal entre E-O y NO-SE debemos tener en cuenta la influencia de la actividad de la FAM. Esta actividad genera

varios efectos que pueden explicar dichos campos de esfuerzos locales:

#### **-C1: Efecto de la curvatura de la falla de Alhama de Murcia**

En la Fig. 2-94a se muestra un esquema dinámico en relación con la traza de la zona de desplazamiento principal de la FAM. En dicho esquema se observa como la FLV se sitúa junto a esta falla al Norte de una zona donde la FAM cambia de orientación desde N 60-65 hacia N 40. Este cambio de orientación se traduce en una curvatura de la zona de falla.

Schulz y Aydin (1990) crearon un modelo dinámico para explicar la existencia de extensión responsable de la formación de cuencas terciarias situadas frente al lado convexo de zonas en curvatura de fallas strike-slip en el centro y Sur

de Alaska. Esas cuencas se sitúan en el lado convexo de sistemas de fallas strike-slip sometidas a un campo de esfuerzos de desgarre compresivo relacionado con la subducción hacia el Norte de la placa Pacífica. En el lado convexo de esas zonas de falla se genera una modificación local del campo de esfuerzos compresivo debido al gradiente de deslizamiento que se produce entre la zona cóncava y la zona convexa (figura

### -C2: Efecto de tracción por frenado

Otro posible mecanismo que podría explicar la actividad extensional en la zona de falla de Las Viñas estaría dominado por un proceso de tracción asociado al “frenado” en el movimiento de desgarre que se produce en el sector Lorca-Totana. Al tener éste una orientación más perpendicular a la dirección de acortamiento

## 2. Neotectónica y Tectónica Activa de la Falla de Alhama de Murcia

*porpoising* combinado con la intermitencia a escala geológica de las reactivaciones paleosísmicas de los distintos segmentos explicarían la complejidad de las relaciones espacio-temporales entre las cinemáticas miocenas y pliocuaternarias de las fracturas en esta zona y a todas las escalas de observación.

En adición a todo lo hasta hora expuesto, es interesante hacer notar que la mayoría de observaciones de carácter cinemático y dinámico realizadas hasta ahora (no solo en el entorno de la FAM sino en el conjunto del Sureste de las cordilleras Bética) en las que se identifican rotaciones en la dirección de acortamiento desde el Mioceno superior hasta la actualidad se sitúan en la zona de influencia de corredores de desgarre de cierta importancia.

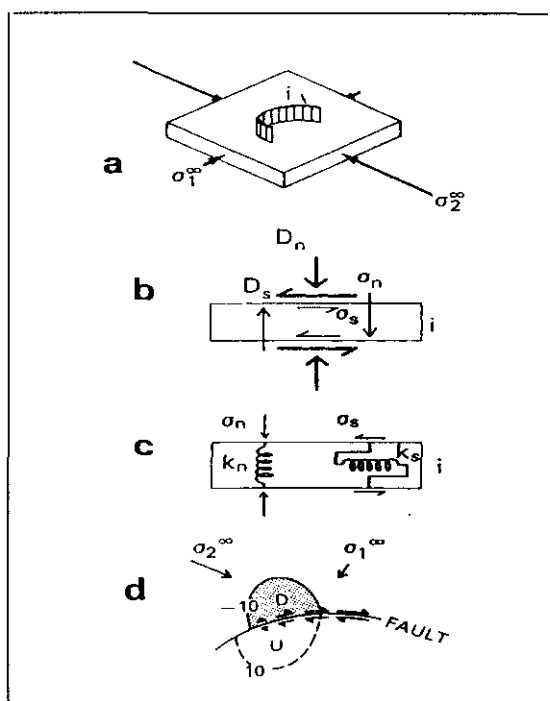
En resumen, podemos concluir que la interpretación de datos cinemáticos y dinámicos aislados, aparentemente incompatibles entre sí, pueden integrarse en un modelo de escala

regional, conteniendo una serie de anisotropías preexistentes, coherente bajo un único campo de esfuerzos regional con una  $S_{\max}$  NNO-SSE, que ha actuado desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Ello implica que en la actualidad no podemos hablar de la existencia de un único régimen tectónico vigente (*current tectonic regime* (Muir Wood y Mallard (1992)) responsable de la actividad paleosísmica y la sismicidad actual. El régimen activo en la actualidad dependerá, no solo del sector considerado, sino además del momento en el que se encuentre ese sector en lo que se refiere a sus interacciones con fallas próximas.

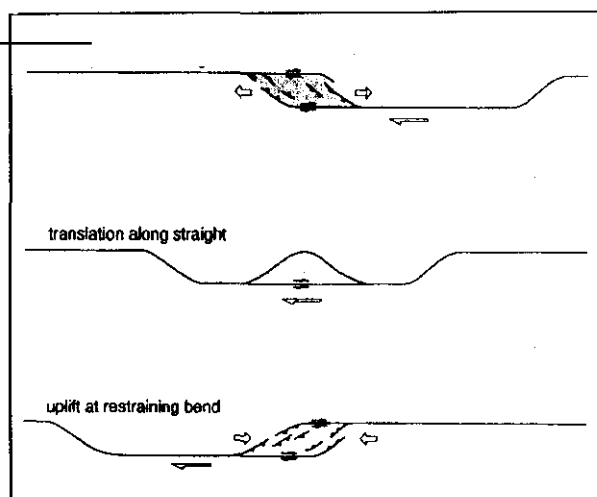
La identificación de esas variaciones en cada sector concreto requerirá estudios de detalle de esa interacción mediante modelizaciones numéricas de los esfuerzos y deformaciones (tanto cosísmicas como intersísmicas) asociados a la actividad de fallas próximas.

**-C3: Modificación de las trayectorias de esfuerzos asociadas a reactivaciones paleosísmicas de segmentos de falla**

El mismo mecanismo de modificación de las trayectorias de esfuerzos del campo regional descrito anteriormente para el sector Lorca-Totana explicaría la dirección de máximo acortamiento horizontal NNE-SSO identificada a escala local en la zona de la FLV. Las dos direcciones de máximo esfuerzo compresivo horizontal (el regional (NNO-SSE) y el modificado por la activación sinestrosa de los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca Totana (NNE-SSO)) coinciden con las direcciones de acortamiento horizontal identificadas en este sector a partir del análisis neotectónico.



**Fig. 2-95.** Modelo dinámico propuesto por Schulz and Aydin (1990) para explicar la tectónica extensional asociada a la zona convexa de corredores de desgarre en Alaska. (a): modelo de falla curvada en una placa afectada por esfuerzos remotos. (b): Condiciones de esfuerzos límite ( $s_n$  y  $s_s$ ) y discontinuidades de desplazamiento  $D_n$  y  $D_s$  para cada segmento unitario  $i$  de la falla. (c): cada segmento presenta distintos valores de rigidez perpendicular y normal. (d): Resultado del modelo mostrando la distribución del promedio de esfuerzos alrededor de la falla. El desplazamiento de la falla es proporcional a la longitud de las flechas. Las áreas donde el promedio de esfuerzos disminuye un 10% favorece la subsidencia potencial (area sombreada). Lo contrario ocurre al otro lado de la falla.



**Fig. 2-96.** Efecto de *porpoising* (Crowell y Sylvester, 1979). El transito de volúmenes de material a través de sectores de una misma zona de cizalla sometidos a extensión o a compresión en función de la geometría de la zona de falla, induce la sobreimposición de caracteres compresivos y distensivos en rocas que siempre han estado sometidas a un mismo campo de esfuerzos regional.

### 2.10.3. Comentario sobre el efecto de *porpoising* (Crowell y Sylvester, 1979)

El efecto de *porpoising* se basa en el hecho de que en una zona de falla de importancia regional, un volumen de roca cualquiera adosado a la zona de falla puede desplazarse muchos kilómetros a lo largo de la misma. Durante su trayectoria ese volumen de roca puede atravesar sectores puntuales de la zona de falla sometidos a campos de esfuerzos locales generados por cambios en la dirección de la falla, zonas de *restraining bend*, zonas de *releasing bend* ...etc (Fig. 2-96). El resultado final es que ese volumen de roca contendrá estructuras generadas por diferentes tensores de esfuerzos sin que el campo de esfuerzos regional ni la cinemática de la falla principal hayan cambiado.

En este sentido, si consideramos que la FAM ha tenido un desplazamiento en la horizontal al menos de 10-15 Km (Rutter et al., 1986), la mayoría de las rocas que ahora estudiamos incluidas en la zona de falla habrán estado sometidas a distintos campos de esfuerzos en función de las variaciones laterales de comportamiento que inducen los mecanismos descritos con anterioridad. Este mecanismo de

*porpoising* combinado con la intermitencia a escala geológica de las reactivaciones paleosísmicas de los distintos segmentos explicarían la complejidad de las relaciones espacio-temporales entre las cinemáticas miocenas y pliocuaternarias de las fracturas en esta zona y a todas las escalas de observación.

En adición a todo lo hasta hora expuesto, es interesante hacer notar que la mayoría de observaciones de carácter cinemático y dinámico realizadas hasta ahora (no solo en el entorno de la FAM sino en el conjunto del Sureste de las cordilleras Bética) en las que se identifican rotaciones en la dirección de acortamiento desde el Mioceno superior hasta la actualidad se sitúan en la zona de influencia de corredores de desgarre de cierta importancia.

En resumen, podemos concluir que la interpretación de datos cinemáticos y dinámicos aislados, aparentemente incompatibles entre sí, pueden integrarse en un modelo de escala

regional, conteniendo una serie de anisotropías preexistentes, coherente bajo un único campo de esfuerzos regional con una  $Sh_{max}$  NNO-SSE, que ha actuado desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Ello implica que en la actualidad no podemos hablar de la existencia de un único régimen tectónico vigente (*current tectonic regime* (Muir Wood y Mallard (1992)) responsable de la actividad paleosísmica y la sismicidad actual. El régimen activo en la actualidad dependerá, no solo del sector considerado, sino además del momento en el que se encuentre ese sector en lo que se refiere a sus interacciones con fallas próximas.

La identificación de esas variaciones en cada sector concreto requerirá estudios de detalle de esa interacción mediante modelizaciones numéricas de los esfuerzos y deformaciones (tanto cosísmicas como intersísmicas) asociados a la actividad de fallas próximas.

***Referencias***  
***Capítulo 2***





## Referencias

- Aellen, M. de La Chapelle (1990).** Le couloir de Pulpi. *Doc et Trav. IGAL* 12-13: 195-205.
- Allen, C. (1968).** The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. En: *Proceedings of the Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System*, (Dickinson, W. R. and Grantz, A., eds.), *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 11: 70-82.
- Anderson, E.M. (1951).** The dynamics of faulting. 2ª edición. Edimburgo (Olivet y Boyd Eds).
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989).** Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
- Armijo, R. (1977).** La zona des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thèse 3º cycle. Paris VII. 229 pp.
- Ayora, C., De Las Cuevas, J. García Veigas, L., Miralles, J.J., Pueyo, J. y Teixidor, P. (1993).** Evaporitas. *Investigación y Ciencia*. Octubre 1993, 70-76.
- Baena, J., Barranco L.M., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Somoza, L., Bardají, T., Estevez, A., Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1993).** Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia 1:200.000 y 1:100.000. ITGE-CARM.
- Banda, E. y Ansonge, J. (1980).** Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67: 779-789.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993).** Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221: 53-66.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983).** Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques. (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, t. XXV, n°: 2: 205-217.
- Binham, R. y King, G.C.P. (1989).** The morphology of strike-slip faults: examples from the San Andreas fault, California. *J. Geophys. Res.*, 94: 10204-10216.
- Bini, A., Quinif, Y., Sules, O. y Uggeri, A. (1992).** Evidences de tectonique récente dans les grottes du M. Campo de Fiori Lombardie, Italie. *Karstologia*, 19: 23-30.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. y Lienkaemper, J.J. (1984).** Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74: 2378-2411.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974).** Presence décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. *C. R. Acad. Sci. Paris* 278: 2617-2620.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976a).** Observations micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Cuad. Géol.* 7: 57-67.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976b).** Observations micro-tectoniques sur la compresion nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18: 711-724.
- Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975).** Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, 6: 113-119.
- Briend, M., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1990).** Le bassin de Huercal-Overa. *Doc. et Trav. IGAL* 12-13: 239-259.
- Bull, W. B. y McFadden, L. (1977).** Tectonic geomorphology North and south of the Garlock Fault (California). En: (D.O. Doehring Ed.) *Geomorphology in arid regions. Pub. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton. 115-138
- Bullar, T.F. y Lettis, W.R. (1993).** Quaternary fault deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. *Jour. of Geoph. Res.*, 98:8349-8369.
- Cashman, P.H. y Ellis, M.A. (1994).** Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single surface. *Geology*, 22: 1123-1126.
- Capote, R., De Vicente, G. y López casado, J.M. (1991).** An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Chinery, M.A. (1966).** Secondary faulting. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 3, 2: 163-190.
- Chinery, M.A. (1969).** Earthquake magnitude and source parameters. *Bull Seismol. Soc. Am.*, 59: 1969-1982.
- Cisternas, A., Phillip, H., Bousquet, J.C., Cara, M., Deschamps, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Nercessian, A., Ribera, L., Romanowicz, B., Gvishiani, A., Shevalin, N.V., Aptekman, I., Arefiev, S., Borisov, B.A., Gorshkov, A. Graizer, V., Lander, A., Pletnev, V., Rogozhin, A.I. y Tatevossian, R. (1989).** The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field

observations, seismology and tectonics. *Nature*, **339**, 6277: 675-679.

**Crowell, J.C. (1974).** Origin of the late Cenozoic basins in southern California. En: *Tectonics and Sedimentation* (Dickinson, W.R. Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* **22**: 190-204.

**Crowell, J.C. y Sylvester, A.G. (1979).** Introduction to the San Andreas-Salton Trough juncture. En: *Tectonics of the Juncture Between the San Andreas Fault System and the Slaton Trough, South-Eastern California. A Guidebook* (Crowell, J.C. y Sylvester, A.G. Eds.). University of California, Santa Barbara, 1-13.

**De Vicente, G. (1988).** Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

**Díaz del Olmo, F. y Delannoy, J.J. (1989).** El karst de las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas, En: *El Karst en España*, (J.J. Durán y J. López Eds.), Monografía nº: 4 (S.E.G.): 175-185.

**Díaz del Olmo, F., Baena, R., Ruiz Zapata, B. y Álvarez, G. (1992).** La séquence Tardiglaciaire-Holocène du travertin de Priego de Córdoba (Cordillère Bétique, Espagne), en: *Karst et Evolution climatiques* (Hommage à Jean Nicod) (Dir. J.N. Salomon et R. Maire), Presses Universitaires de Bordeaux, Talence: 177-190.

**Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989).** Néogène extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rift Alpine orogenic belt): Implications for the génesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, **17**, 430-433.

**Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. y López Ruiz, J. (1997).** Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, **19**, N°2: 159-170.

**Duran, J.J., Grün, R. y Soria, J.M. (1988).** Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (Provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, **5**: 61-63.

**Duran, J.J. (1989).** Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. (J.J. Durán y J. López Eds.), *Monografía nº 4 (S.E.G.)*: 243-255.

**Durney, D.W. y Ramsay, J.G. (1973).** Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. En: *"Gravity and Tectonics"* (K.A. De Jong y R. Scholten, Eds). 67-96. Wiley, New York.

**Egeler, C.G. y Fontboté, J.M. (1976).** Aperçu géologique sur les parties centrales et orientales des Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. Geol. France.* (7), **XVIII**: 571-582.

**Fallot, P. (1948).** Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, **8**: 83-172.

**Fernex, F. (1968).** Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la paca-Lorca-Águilas (Cordillères Bétiques, Espagne Méridionale). Thèse. Paris, 983 pp.

**Fuster, J.M., Gastesi, P., Sagrado, J. y Feroso, M.L. (1967).** Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geol.*, **23**: 35-69.

**Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993).** Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, **227**: 105-126.

**García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, C., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980).** Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic cordillera. *Geol. Mijnbouw*, **59**, 155-168.

**Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J.C.; Lachaud, J.C.; Lesquer, A. et Montenat, C. (1977).** Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcie et Alicante (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Geol. France.* **19**: 623-629.

**Geller, R. (1976).** Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **66**: 1501-1523.

**Gölke, M. y Coblenz, D. (1996).** Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, **266**: 11-24.

**Goy, J.L. Simon, J.L. y Zazo, C. (1988).** Criterios geomorfológicos aplicados a la neotectónica. En: *Perspectivas en geomorfología* (M. Gutierrez y J.L. Peña, eds.) pp. 4-27. S.E.G.

**Guillén Mondéjar, F. (1994).** La evolución espacio-tempo-ral de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos. Tesis doctoral, Univ. de Murcia, 467p.

**Guillén Mondéjar, F., Rodríguez Estrella, T., Arana, R. y Lopez Aguayo, F. (1995).** Unidades tectosedimentarias y rupturas en la cuenca de Lorca (Murcia). *Geogaceta*, **17**: 39-42.

**Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979).** A moment-magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**: 185-199.

**Harding, T.P. (1985).** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **V. 69 - 4**: 582-600.

**Harding, T.P., Vierbuchen, R.C. y Christie-Blick, N. (1985).** Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.* (K.T. Biddle y N. Christie-Blick Eds.). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.* N°: 37.

- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998). Esfuerzos tectónicos actuales y recientes (Mioceno superior – Cuaternario) en España peninsular: Proyecto Sigma. *I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Programa y Resúmenes p. 142. Almería (1998).
- Huang, W. (1993). Morphology patterns of stream channels on active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, **219**: 283-304.
- Hummon, C.; Schneider, R.S., Yeats, Dolan, J. F.; Shie, K. E. y Huftile, G. J. (1994). Wilshire fault: earthquakes in Hollywood?. *Geology*, **22**: 291-294.
- ITGE (1975a). Estudio hidrogeológico de la Cuenca Baja del Segura. Informe técnico nº 5. Valle del Guadalentín.
- ITGE (1981e). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 953: Lorca.
- ITGE (1985). Mapa Hidrogeológico de España. E.1:200000. Hoja Nº: 79 (Murcia).
- Kampschuur, W. (1972). Geology of the Sierra de Carrascos (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation. *GUA Papers of Geology*, Univ. Amsterdam, ser. 1. Nº: 4, 114pp.
- Kanamori, H. Y Anderson, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull Seismol. Soc. Am.*, **65**: 1073-1095.
- Keller, A.E., Zepeda, R.L., Seaver, D.B., Rockwell, T.K., Laduzinsky, D.M. y Johnson, D.L. (1987). Active fold-thrust belts and the Western Transverse Ranges. *Geological Society of America Abstracts with programs*, **19**(6): 394.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall. 339 pp.
- King, G.P., Stein, R.S. y Rundle, J.B. (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1. Conceptual framework. *J. Geophys.Res.*, **93**(811): 13307-13318.
- Lajtai, E.Z. (1968). Brittle fracture in direct shear and the development of second order faults and tension gashes. *Proc. Conf. On Research in Tectonics*, A.J. Baer y D.K. Norris Eds., Geol. Surv. Can. GSC Paper. 68-52, pp. 96-112.
- Langenberg, C.W. (1972). Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres North of Lubrin, SE Spain. *GUA Papers of Geology*, ser. 1 nº 2, 81 pp.
- Larouzière, F.D. de. (1985). Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et Mazzarrón (Cordillères Bétiques internes, Espagne). Thèse Sci., *Mém. Sc. Terre Univ. Paris 6*, **85-47**: 1-316.
- Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11-1**.
- Logan, J.M., Friedman, M., Higgs, N. Dengo, C. y Shimamoto, T. (1979). Experimental studies of simulated gouge and their application to natural fault zones. *U.S. Geol. Surv. Open-File report 79-1239*, pp 305-343.
- Lonergan, L. y Schreiber, B.C. (1993). Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper miocene, SE Spain. *J. Geol. Soc.* **150**: 719-727.
- Mandl, G. A. (1988). Mechanics of Faulting. Elsevier, Amsterdam.
- Martínez Díaz, J.J. (1991). Tectónica y cinemática de la zona de falla de Alhama de Murcia (sector Lorca-Totana). Sus implicaciones en el origen y evolución de las depresiones pliocuaternarias de Lorca y Guadalentín (Murcia). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 90 pp.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992a). Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia). *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Simposios Tomo 2: 420-430.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 b). Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la cuenca de Lorca. *Bol. Geol. Y Minero*. **103-6**: 971-983.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 c). Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia. *Estudios geol.*, **48**: 153-162.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1996). Origen y evolución neotectónica de la Sierra de la Tercia. Contribución a la segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia. *VI Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada Vol II: 479-496.
- Merritts, D. y Hesterberg, T. (1994). Stream networks and long-term surface uplift in the New Madrid seismic zone, *Science*, **265**: 1081-1084.
- McCalpin, J.P. y Nelson, A.R. (1996). Introduction to paleoseismology. En: *Paleoseismology*. Academic Press. (McCalpin, J. P. Ed.) 576 pp.

- McClintock, F.A. y Walsh, J. (1962).** Friction of Griffith Cracks in rocks under pressure. *Proc. 4<sup>th</sup> U. S. Nat. Cong. Appl. Mech.* (Berkeley, California).
- McKinstry, H.E. (1953).** Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**: 401-444.
- Montenat, C. (1973).** Les formations néogènes du levant espagnole. Thèse Sciences, Orsay, 1170 p.
- Montenat, C. (1977).** Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69. 345 p.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, Ph. y Masse, P. (1985).** Les bassins néogènes des Cordillères Bétiques Orientales, genèse et evolution dans un couloir de décrochement crustal. Rés. *Comm. Séance Spéc. Soc. Géol. France*. Paris
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987a).** Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*, **11**, 1: 1-22
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Larouzière, F.D. y Bedu, P. (1987b).** Originalité géodynamique des basins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Notes et Mem. CFP.*, Paris, **21**: 11-50.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, Ph. y Delort, T. (1990a).** Le Bassin de lorca. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, **12-13**: 239-259.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Aellen, M. y La Chappelle, G. (1990c).** Les series néogènes entre Lorca et Huerca Overa. *Doc. Et Trav. IGAL*, **12-13**: 281-286.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Coppier, G. (1990d).** Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. Et Trav. IGAL*, **12-13**: 313-368.
- Muir Wood, R. y Mallard, D.L., (1992).** When is a fault extinct? *J. geol. Soc. Lond.* **149**: 251-255.
- NASA (1998).** CDDIS: Crustal Dynamics Data Information System. Mapas de velocidad relativa de la placa europea. Página Web: <http://cddis.gsfc.nasa.gov/cddis.html>.
- Nikonov, A.A. (1977).** Recent crustal movements. Nauka, Moscow, 240 pp. (en ruso).
- Nikonov, A.A. (1995).** On the terminology and classification of earthquakes-induced disturbances: State-of-the-art and some suggestions. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.* **18**: 14-16.
- Odonne, F. (1990).** The control of deformation intensity around a fault: natural and experimental examples. *J. Struct. Geol.*, **12**: 911-921.
- Oliveros, M.A. (1987).** Estudio tectónico-cinemático de la fracturación reciente en el borde oriental y suroriental de la Sierra de Las Estancias (Murcia y Almería). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- Olivier, D. (1987).** The development of structural patterns above reactivated basement faults. Unpublished Ph. D. Thesis. University of London.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985).** Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 363-368.
- Philip, H. y Meghraoui, M. (1983).** Structural analysis of the surface deformations of the of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, **2**(1): 17-49.
- Platt, J.P. y Berhman, J.H. (1986).** Structures and fabrics in a crustal scale shear zone. Bétic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* **8**: 15-33
- Platt, J.P. y Vissers, R.L. (1989).** Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, **17**: 540-543.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D. y Rubin, A.M. (1993).** Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions. *J. Struct. Geol.*, **15-8**: 1045-1054.
- Price, N.J. (1968).** A dynamic mechanism for the development of second order faults. *Proc. Conf. On Research in Tectonics*, (A.J. Baer y D.K. Norris Eds.). *Geol. Surv. Can. GSC Paper*. 68-52.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990).** Analysis of geological structures. Cambridge University Press. 502 pp.
- Quinif, Y. (1989).** La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, **1**: 3-23.
- Ramsay, J.G. (1967).** Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York. 568 pp.
- Rasmusen, R. y Pedersen, L.B. (1979).** End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, **27**: 749-760.
- Rebaï, S. (1988).** Partie I: Le champ de contrainte actuel en Europe et dans les régions méditerranéennes, D.E.A., T.G.G.H., Univ. De Montpellier.
- Rebaï, S., Philip, H. Y Taboada, A. (1992).** Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.* **110**: 106-140.
- Reches, Z. (1983).** Faulting of rocks in thee-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133-156.

- Reches, Z. (1987).** Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **6-4**: 849-861.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992).** Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, **97-B9**: 12481-12493
- Ringenbach, J.C., Pinet, N., Delteil, J. y Stephan, J.F., (1992).** Analyse des structures engendrées en régime décrochant par le séisme de Nueva Ecija du 16 juillet 1990, Luzon, Philippines. *Bull. Soc. géol. France*. **163- 2**: 109-123
- Rockwell, T.K., Keller, E.A. y Dembroff, G.R. (1988).** Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, Western Transverse Ranges, Southern California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **100**: 850-858.
- Rodríguez Esrtrella, T. (1986).** La neotectónica de la Región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio. *I Jorn. de Est. del Fenóm. Sísmico y su incidencia en la Orden. del Territorio*. Instituto Geográfico Nacional. Murcia.
- Rodríguez Estrella, T., Albacete Lázaro, U., García Lázaro, U. y Solís García-Barbón, L. (1989).** Evolución espacial y temporal de los gases en el acuífero obreexplotado del Alto Guadalestín (Murcia). La sobreexplotación de acuíferos, Almería, 1989, 613-629. Publicación de la Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.
- Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén, F., López Aguayo, F., Arana, R. y Serrano, F. (1992).** Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia). III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Simposios Tomo I: 201-207.
- Ruegg, J.C., Kasser, M., Tarantola, A., Lepine, J.C. y Chouikrat, B., (1982).** Deformation asociated with the El Asnam earthquake of Ocober 1980: geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**: 2227-2244.
- Rutter, E. H., Maddock, R.H., Hall, S.H. y White, S. (1986).** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pageoph*. **124**. 1-2: 1-30.
- Sanz de Galdeano, C. (1983).** Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* **59**: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990).** Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, **172**: 107-109.
- Scholz, C. (1990).** The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.
- Schultz, R.A. y Aydin, A. (1990).** Formation of interior basins asociated with curved faults in Alaska. *Tectonics*. **9-6**: 1387-1407.
- Schumm, S.A. y Khan, H.R. (1972).** Experimental study of chanel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 1755-1770.
- Schwartz, D.P. y Sibson R.H. (Eds.) (1989).** Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination. U.S. Geological Survey. *Open file report* **89-315**.
- Sibson, R.H. (1986).** Earthquakes and fault deformation in crustal fault zones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**: 149-175.
- Sibson, R.H. (1989).** Earthquake faulting as a structural process. *Journ. Struc. Geol.*, **11**: 1-14
- Sibson, R.H. (1994).** An assessment of field evidence for "Byerlee" friction. *Pageoph*. Vol 142, n°3-4: 645-662.
- Sieh, K.E. (1981).** A review of geological evidence for recurrence times for large earthquakes. En: *Earthquake Prediction, An International Review* (D.H. Simpson y P.G. Richards, Eds.), Maurice Ewing Ser., Vol. 4, pp. 181-207. Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Sieh, K. E. y Jhans, R. H. (1984).** Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **95**: 883-896.
- Silva, P. (1994).** Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalestín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis doctoral. Universidad Complutense. 642 p
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. (1992 a).** Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama. *Geogaceta*, **12**: 7-10.
- Silva, P., Goy, J.L., y Zazo, C. (1992 b).** El corredor de desgarre del Guadalestín: Génesis y evolución geomorfológica y tectónica de frentes montañosos, y abanicos aluviales. II Reun. Nac. de Geomorf. (Lopez Bermúdez, Conesa y Romero Eds.) En: *Estudios de Geomorfología de España*. S. E. G. 770-774. Murcia.
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. (1992 c).** Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la de presión tectónica del Guadalestín. *Geogaceta* **11**: 67-70.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J. (1992 d).** Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Actas Tomo 2: 96-100.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Lario, J. y Bardají, T. (1997).** Paleosismic indications along "aseismic" fault



- segments in the Guadalentín depression (SE Spain). *J. Geodynamics*, Vol. 24, 1-4: 105-115.
- Simón, J.L., Casas, A. y Cortés, A. (1996).** Criterio de calidad de los resultados obtenidos de la determinación de tensores de esfuerzos a partir de métodos de análisis poblacional de fallas (inédito).
- Slemmons, D.B. (1977).** State of the art for assessing earthquakes hazards in the United States: faults and earthquakes magnitude. Rep. 6, *U.S. Army Waterways Expt. Station*, Vicksburg, MS, 129 pp.
- Smith, S.W. (1976).** Determination of the maximum earthquake magnitude. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 351-354.
- Solonenko, V.P. (1970).** The paleoseismogeological method. En: *Large earthquakes in Soviet Central Asia and Khazakstan*, Vol. 1, pp. 83-93. Donish, Dushanbe, USSR, (in Russian).
- Stein, R. y King, G.C. (1984).** Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga California Earthquake. *Science*, 224 (4651): 869-872.
- Stein, R. y Yeats, R.S. (1989).** Hidden earthquakes, *Scientific American*, 260 (6): 48-57.
- Stein, R.S., King, G.C. y Rundle, J.B., (1988).** The growth of geological structures by repeated earthquakes, 2. Field examples of continental dip slip faults. *J. Geophys. Res.*, 93(811): 1319-1331.
- Swanson, M.T. (1988).** Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Jour. Struct. Geol.* 10: 813-828.
- Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993).** Coseismic elastic models of folds above blind thrust in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220: 223-241.
- Taha, M. (1986).** Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations (exemple du Nord de Montpellier). Thèse d'Etat, Université de Langedoc, Montpellier.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M. (1959).** Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.* 64: 49-59.
- Tchalenko, J.S. (1968).** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6: 159-174.
- Tchalenko, J.S. (1970).** Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81: 1625-40
- Tocher, D. (1958).** Earthquake energy and ground breakage, *Bull. Seism. Soc. Am.* 48: 147-153.
- Torné, M. y Banda, E. (1992).** Crustal thinning from the Betic Cordillera to de Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*. 12: 76-81.
- Twiss, R.J. y Gefell, M.J. (1990).** Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. *Jour. Struct. Geol.* 2-4: 471-481.
- Twiss, R.J., Protzman, G.M. y Hurst, S.D. (1991).** Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics*, 186: 215-239.
- USGS & SCEC (Groupe of scientists of the U.S. Geological Survey and the Southern California Earthquake Center) (1994).** The magnitude 6.7 Northridge, California earthquake of 17 January 1994. *Science*, 266: 389-397.
- Vakov, A.V. (1988).** Relationship between magnitude and earthquake source dimensions for different types of displacements. En: *Transactions of Hydroproject Institute*, Issue 130. Hydroproject, Moscow, pp. 55-69.
- Vakov, A.V. (1996).** Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. *Tectonophysics*, 261: 97-113.
- Valensise, G. y Ward, S. (1991).** Long-term uplift of the Santa Cruz coastline in response to repeated earthquakes along the San Andreas fault. *Bull. Sism. Soc. Am.*, 81: 1694-1704.
- Valensise, G. y Pantosti, D. (1992).** A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.5), *Terra Nova*, 4: 472-483.
- Vita Finzi, C y King, G.C. (1984).** the seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinthian area of Greece. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 314 (379-406)
- Wallace, R.E. (1968).** Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast ranges, California. En: *Geological Problems of the San Andreas Fault System* (W.R. Dickinson and A. Grantz, Eds.), *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* 11: 6-21.
- Weber-Band, J.; Jones, D.L. y McEvilly, T.W. (1995).** Geologic criteria for identifying regions underlain by buried thrust faults. Preliminary report. *AAPG Bull.* 79, 4 p 601.
- Weijermars, R. (1987).** The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* 9: 139-157.
- Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. (1994).** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. of America*. 84-4: 974-1002.

**Wesnousky, S.G. (1986).** Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazards in California. *J. Geophys. Res.*, **91**: 12587-12631.

**Wickham, J.S. (1973).** An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. *Am. J. Sci.* **273**: 23-47.

**Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R. (1973).** Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **57**: 74-96.

**Woodcock, N.H. y Fisher, M. (1986).** Strike-slip Duplexes. *Jour. of Struct. Geol.* **8**: 725-735.

**Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994).** Continental strike-slip tectonics. En: *Continental Deformation* (P. Hancock Ed.), pp. 251-263. Academic Press.

**Won, I.J. y Bevis, M. (1987).** Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, **52**: 232-238.

**Yeats, R.S. (1986).** Active faults related to folding. En: *Geophys. Stud. Comm, Geophys. Res. Forum, Comm. Phys. Sci. Math. res., Nat. Res. Counc. US* (Eds), Active tectonics. Stud. Geophys., Nat. Acad. Press.

**Yeats, R.S. y Huftile, G.J. (1995).** The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake. *Nature* **373**: 418-420.

**Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Beegman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M. (1989).** Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

**Zoback, M.L. (1992).** First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress map project. *J. geophys. Res.* **97B**: 11703-11728



**ABRIR CAPÍTULO 3**





**ABRIR CAPÍTULO 2**

## ***CAPÍTULO 3***

# ***NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA***

- 3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario
- 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas en el Sur de Almería
- 3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías
- 3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el Sur de Almería. Modelos cinemáticos y dinámicos

Referencias Capítulo 3





### **3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA**

A lo largo de este capítulo se expondrán:

-1: un análisis de la situación de la zona estudiada y de los antecedentes acerca de la neotectónica en el Sur de la provincia de Almería.

-2: A continuación se extrae la información de tipo neotectónico que se ha extraído de la cartografía elaborada.

-3: Después, se realiza un análisis del modelo digital del terreno combinado con observaciones de tipo tectosedimentario.

-4: Interpretación desde un punto de vista cinemático y dinámico las estructuras de deformación que afectan a la zona desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

-5: Estudio neotectónico-estructural más detallado realizado en el entorno de la localidad de Adra (zona Adra-Berja-Dalías) afectada por una importante sismicidad tanto histórica como instrumental.

Para finalizar este capítulo se presenta un análisis de los campos de esfuerzos neotectónicos detectados en toda la zona, se discuten los modelos previos y se propone un modelo cinemático y dinámico que explique la distribución tanto temporal como espacial de esos campos de esfuerzos y las principales características de la sismicidad.



*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

## **3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional**

3.1.1. Situación y marco geológico

3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera

3.1.3. Antecedentes locales

3.1.4. Resumen de los antecedentes



### ***3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional***

#### **3.1.1. Situación y marco geológico**

La zona estudiada en este capítulo ocupa parte importante del Sur de Almería (Fig. 3-1). Desde el punto de vista geológico-estructural se sitúa en el Sur de la Cordillera Bética y se encuentra surcada por dos grandes corredores de fracturación: el corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano et al., 1985) y la falla de Carboneras (Bousquet y Philip, 1976 a y b) que forma parte de la zona de cizalla Transalboran (Larouzière et al., 1987). Esta zona de falla parece atravesar el Mar de Alborán con dirección NE-SO hasta conectar con las fallas NE-SO del Norte de Africa (fallas de Nekor y Jebha) (Fig. 3-2).

El cuadro A de la Fig. 3-1 señala el área de la que se ha elaborado una cartografía neotectónica de síntesis (mapa2) y el cuadro B indica la zona cartografiada en detalle y situada en el entorno de Adra (mapa 6).

La sismicidad instrumental que afecta al Sur de Almería no parece estar relacionada con estos grandes corredores (Fig. 3-3a). Mas bien se sitúa rellenando el bloque de corteza limitado por los mismos. Por lo que se refiere a la sismicidad histórica acaecida en los últimos 1.000 años (Fig. 3-3b) alcanza valores máximos de IX en la escala MSK. Como ejemplo mas espectacular podemos citar el terremoto que asolo la ciudad de Almería en 1522 así como varios terremotos de intensidad VIII y IX en el entorno de Adra. La mayor parte de la sismicidad histórica se sitúa, al igual que la instrumental, en el interior del bloque limitado por el corredor de las Alpujarras y la falla de Carboneras.

Por lo que se refiere al relieve de la zona (Fig. 3-1) está caracterizado por la existencia al Norte del corredor de las Alpujarras de dos grandes sierras (sierra Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres) constituidas por basamento de los complejos metamórficos Nevadofilábride y Alpujárride (ver mapa 2). Estas sierras alcanzan las mayores alturas de la Cordillera. En sus flancos se generan cuencas neógenas y

Cuaternarias : Guadix-Baza, Sorbas, Vera y Almanzora-Huerca Overa.

Al Sur del corredor de las Alpujarras el relieve está caracterizado por la existencia de pequeñas sierras, alargadas paralelamente al mismo, que presentan los bordes occidentales abruptos y los bordes orientales más suaves: S<sup>a</sup> Contraviesa, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. En su prolongación oriental el corredor de las Alpujarras se divide en dos ramas que rodean la S. Almagrera. Estas sierras se encuentran separadas por depresiones rellenas de materiales miocenos y pliocuaternarios (cuenca de Almería) o por restos de cuencas neógenas sometidas a erosión activa durante el pliocuaternario (cuenca de Berja).

El único relieve asociado a la falla de Carboneras es la S<sup>a</sup> del Cabo de Gata constituida fundamentalmente por materiales volcánicos. Hacia el SO este accidente se sumerge en el Mar de Alborán. Los datos de plataforma continental expresados en el mapa 2 (procedentes de Baena et al. (1982) y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993)) confirman la continuidad de la falla de Carboneras hacia en SO y señalan la existencia de numerosas fallas Normales NO-SE y pliegues NE-SO afectando a materiales neógenos y cuaternarios.

Existen, por último, depresiones rellenas de depósitos miocenos y pliocuaternario incluidas en el interior del corredor de las Alpujarras como son la depresión de Ugijar y parte Sur de la cuenca de Sorbas.

De las características geológicas y morfotectónicas descritas se desprende la existencia de diferencias significativas en el relieve y geometría de las cuencas y sierras a un lado y otro del corredor de las Alpujarras.

#### **3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera**

La evolución tectónica miocena del sector central de la Cordillera Bética ha sido estudiada desde distintos puntos de vista en función de la época considerada. Inicialmente los estudios se





ZFCA: Zona de falla del Corredor de las Alpujarras.

ZFA: Zona de falla del Almanzora.

FC: Falla de Carboneras.

FP: Falla de Palomares.

SN: Sierra Nevada.

SF: Sierra de los Filabres.

SG: Sierra de Gador.

SA: Sierra Alhamilla.

SC: Sierra Contraviesa.

CA: Cuenca de Almería.

CC: Cuenca de Nijar-Carboneras.

CS: Cuenca de Sorbas.

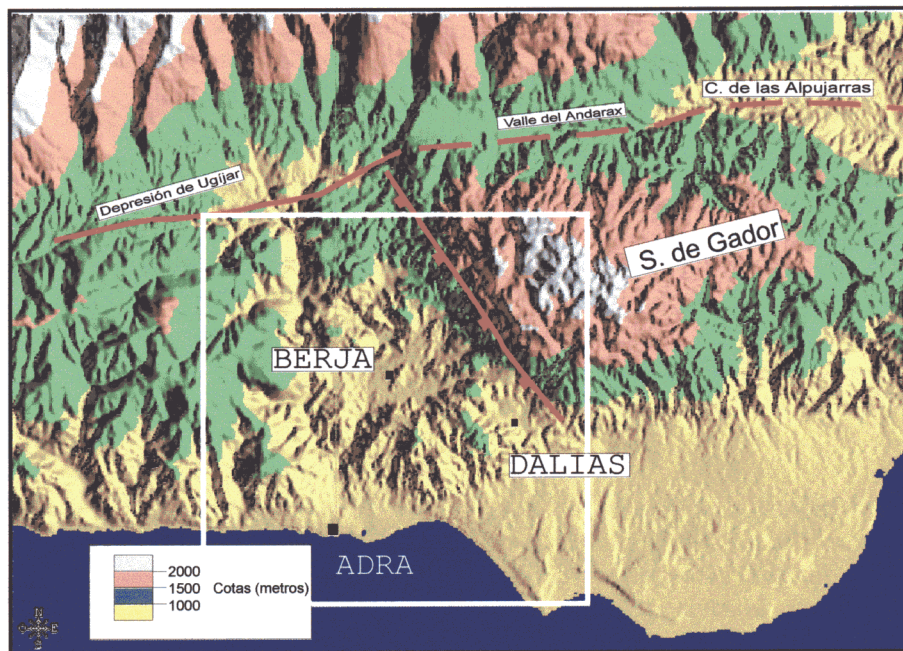
CB: Cuenca de Berja.

CD: Campo de Dalías.

CV: Cuenca de Vera.

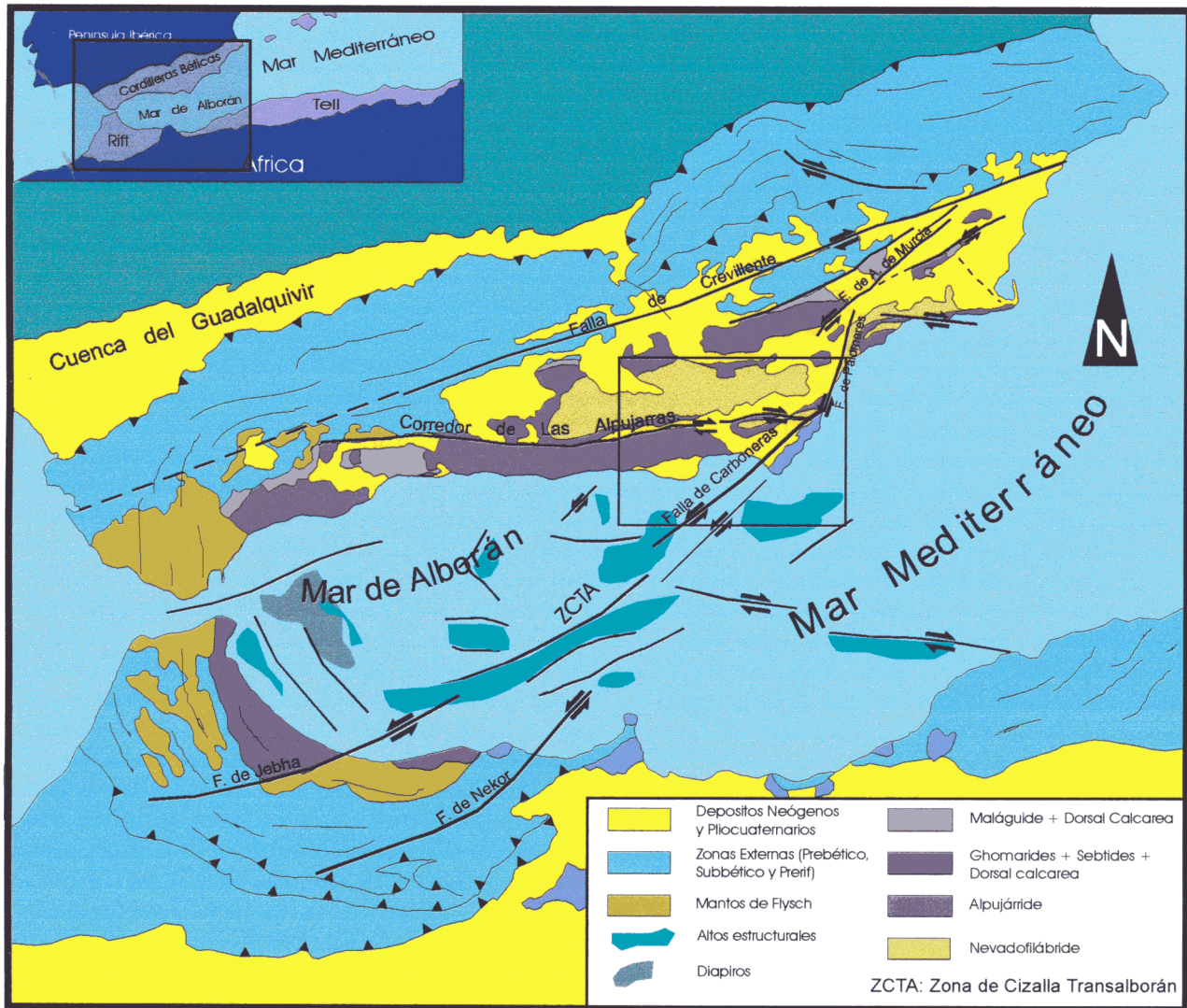
A: Cartografía de síntesis.

B: Cartografía de detalle.

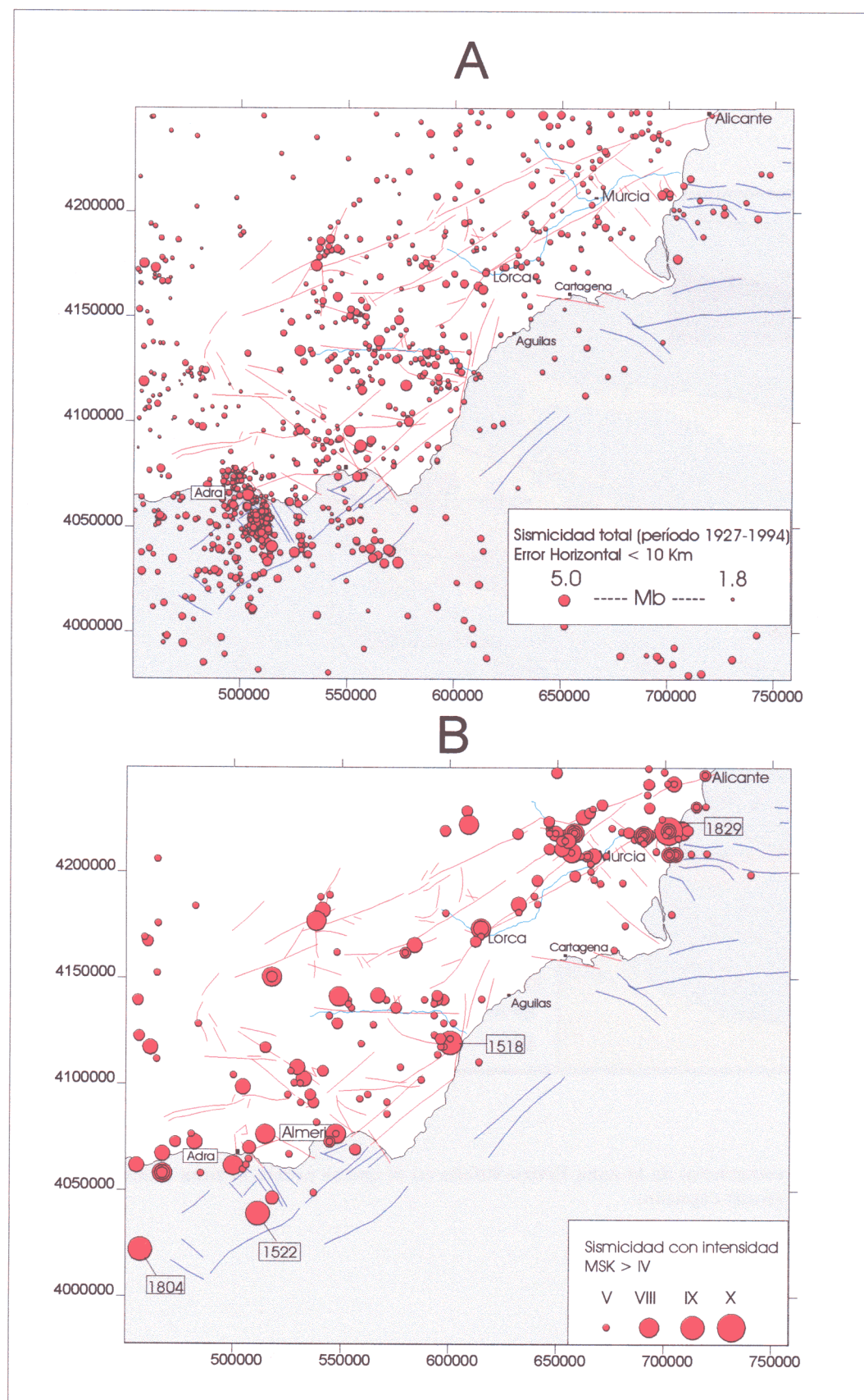


**Fig. 3-1.** Modelos digitales del terreno del sur de Almería (arriba) y detalle del sector de Adra-Berja-Dalías (abajo), estudiadas en el capítulo 3. Se señalan, además de las principales unidades morfotectónicas, las áreas abarcadas en los mapas 2 (cuadro A) y 6 (cuadro B).





**Fig. 3-2.** Esquema geológico-estructural de la zona Bético-Rifeña en el que se señala la zona abarcada en el estudio neotectónico realizado en este capítulo.



**Fig. 3-3.** Mapas de sismicidad instrumental total (A) y sismicidad de mayor intensidad (B) acaecida en el sur de Almería y su entorno.



centraban en la existencia de un apilamiento de mantos asociado a la convergencia paleógena entre las placas Euroasiática y Africana (Fallot et al., 1960, Egeler y Simon, 1969). Las cuencas neógenas se consideraban como posttectónicas. Posteriormente, se intentó explicar la formación de la cordillera y de la estructura del Arco de Gibraltar en el marco de la tectónica de placas surgiendo los modelos basados en el movimiento hacia el Oeste de una microplaca rígida (la microplaca de Alborán) (Andrieux et al., 1971). Comenzó con ello a darse importancia a la existencia de zonas de cizalla subverticales que controlasen esos movimientos relativos en la horizontal. La importancia de la actividad de estas cizallas en la formación y evolución de las cuencas neógenas ha sido puesta de manifiesto en varios trabajos (Bousquet y Phillip, 1976 a y b; Sanz de Galdeano, 1983; Hermes, 1985; Montenat et al., 1985, ... entre otros).

En los años siguientes, sin embargo, creció el número de observaciones de tipo estructural, estratigráfico y geofísico que atestiguan la existencia de una importante tectónica extensional neógena que afecta tanto al dominio del Mar de Alborán como a la propia Cordillera Bética, fundamentalmente en su sector central. (Platt et al., 1983; Platt y Bhermann, 1986; García Dueñas et al., 1988; Galindo Zaldívar et al., 1989; Aldaya et al., 1991). Esta tectónica extensional explicaría el proceso de denudación tectónica que ha llevado a los materiales metamórficos Nevado-Filábrides y Alpujarrides a su posición actual.

La difícil interpretación de mecanismos que coexistan en el tiempo, y expliquen los dos tipos de deformación, ha hecho que la tectónica acaecida en este sector durante el Mioceno haya sido estudiada en los últimos años en numerosos trabajos, unos de carácter local localizados en distintos sectores de los corredores citados y otros de carácter regional. Estos últimos aportan una interpretación de la tectónica miocena desde dos visiones distintas de su evolución.

Por un lado aquellos que dan preponderancia a la tectónica extensional miocena en la estructuración de la zona y formación y evolución de las cuencas neógenas, sin obviar la existencia de una tectónica compresiva activa durante el período neotectónico. Por otro lado, aquellos que consideran la actividad de los grandes corredores de cizalla más o menos

subverticales como el mecanismo principal que estructura el sistema de cuencas y sierras desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

Entre los primeros trabajos destacan los de García Dueñas et al. (1992), Jabaloy et al. (1992) y Martínez-Martínez y Azañón (1997).

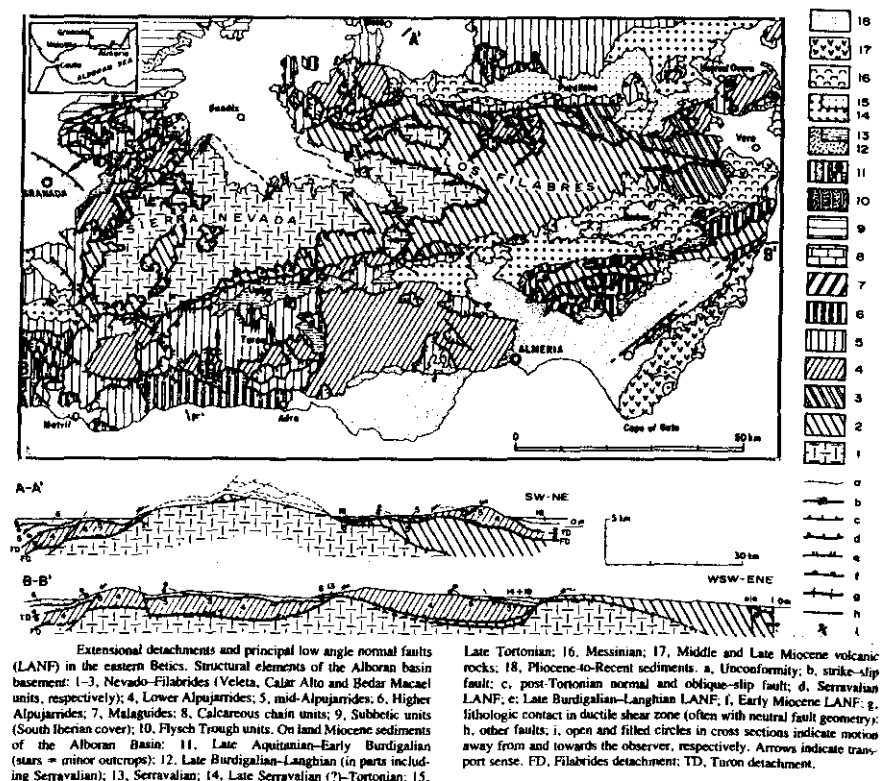
Para García Dueñas et al. (1992) la localización actual de los depósitos del Mioceno medio y superior depende en buena medida del control ejercido por la denudación extensional producida por fallas Normales de bajo ángulo desde el Aquitaniense hasta el Tortonense. Estos autores identifican dos direcciones de extensión controladas por estructuras de *detachment*: una de dirección N-S asociada fundamentalmente al *detachment* de Turón, y otra hacia el SO causada por el *detachment* de Filabres. La cuenca de Alborán sufre extensión hacia el SO durante el Serravaliense que está acompañada por una extensión de dirección SE en el núcleo del Arco de Gibraltar. En los cortes geológicos regionales que realizan estos autores (Fig. 3-4) se observa que fallas Normales con geometría listrica están controlando la geometría de las sierras de Gádor y Alhamilla al Sur. En el corte situado al Norte del corredor de las Alpujarras este hecho no se observa.

Jabaloy et al. (1992) crean un modelo para explicar la extensión intramiocena. Según ellos, desde el Burdigaliense hasta la actualidad se produce el adelgazamiento de una corteza engrosada previamente. La cantidad mínima de extensión que obtienen es del 104 %. Esta evolución se produjo en dos etapas:

-A: En una primera que va del Burdigaliense inferior al Tortonense la extensión estaba controlada por el sistema extensional de Mecina formado por el *detachment* de Mecina y por fallas Normales de bajo ángulo. La dirección de extensión era ENE-OSO y el elipsoide de deformación oblato.

-B: En una segunda etapa desde el Tortonense hasta la actualidad el citado sistema extensional se bloquea de modo que el elipsoide de esfuerzos se hace prolato con  $\sigma_1$  vertical.

Esta evolución en dos fases según los citados autores controlaría el tipo de relleno en las cuencas neógenas y el paso de subsidencia a colmatación. A escala más regional crean un modelo de cuña orogénica que abarcaría buena



**Fig. 3-4.** Cartografía estructural y cortes geológicos regionales de las estructuras de *detachment* y fallas normales de bajo ángulo en el sector centro oriental de la cordillera (de García Dueñas et al. (1992). En el corte B-B' se observa el control que ejercen las fallas normales en los bordes occidentales y en la asimetría de las sierras de Gádor y Alhamilla.

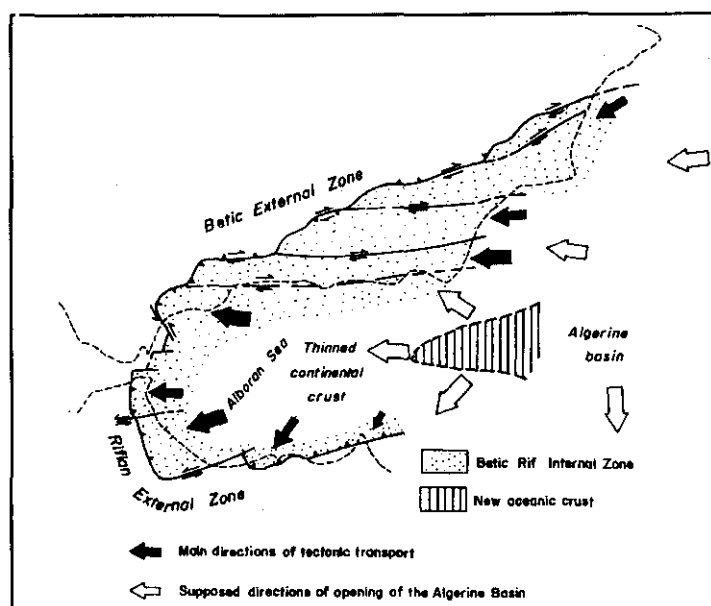
parte del dominio de Alborán. Esta cuña cabalgaría sobre las placas Euroasiática y Africana hacia el Oeste de modo que variaciones en la tasa de apertura de las cuencas Ligúrica-Baleár y Tirreniense (motor del movimiento de la cuña) explicaría el colapso de la cuña (formación del Mar de Alborán) y la existencia de dos etapas de extensión.

Por otro lado, Martínez-Martínez y Azañón (1997) describen la estructuración distensiva según dos direcciones de extensión (NNO-SSE y OSO-ENE) observadas en la Cordillera como una megaestructura en "tableta de chocolate". La primera, paralela a la cordillera, se produjo durante el Burdigaliense-Langhiense, mientras que la segunda se produjo durante el Serravaliense. Para explicar las dos direcciones de extensión, los autores consideran que se requieren dos procesos diferentes con efectos ortogonales. Serían, por un lado una removilización convectiva de la raíz de la cordillera y, por otro, un escape tectónico hacia el SO con influjo lateral astenosférico acompañado de una delaminación litosférica.

Por otra parte, entre los trabajos que dan preponderancia a la actividad de los corredores de desgarre en la evolución neógena de la zona destacan: (Bousquet y Phillip, 1976a, 1976b; Sanz de Galdeano, 1983, 1987, 1990 y 1996; Weijermars 1987; Montenat et al., 1987 a y b; Coppier et al., 1990 y Keller et al., 1995; Montenat y Ott D'Estevou, 1996...entre otros). La mayoría de estos estudios se basan en el análisis estructural y cinemático de las zonas de falla que afectan a los materiales miocenos o posteriores.

Coppier et al. (1990) describen, en su estudio de la evolución cinemática y paleogeográfica de las cuencas orientales de Almería, una alternancia de direcciones de acortamiento entre NNO-SSE y NNE-SSO.

Sanz de Galdeano (1996) crea un modelo en el que la corteza en la Cordillera Bética está dividida en bandas de dirección aproximada E-O limitadas por corredores de fracturación dextral con esa orientación. El corredor de las Alpujarras sería uno de los de mayor importancia entre los que controlan este proceso. El movimiento hacia



**Fig. 3-5. Modelo de desplazamiento hacia el oeste de los materiales de las Zonas Internas controlado por fallas de desgarre dextro N 70-90. El gradiente de desplazamiento influye de modo importante en la estructuración del Arco de Gibraltar (de Sanz de Galdeano (1996)).**

el Oeste de las zonas Internas durante el Mioceno encontraría menos resistencia en la zona central de la cordillera propagándose así el corredor de las Alpujarras hacia el Oeste (Fig. 3-5). Las edades de los materiales deformados en el corredor de las Alpujarras permiten al autor considerar una edad Burdigaliense superior-Mioceno medio para este proceso, aunque en las Béticas Orientales continuaría hasta el Plioceno. El bloqueo de este proceso coincide con el comienzo de actuación de un campo compresivo con una dirección de acortamiento NNO-SSE (Ott d' Estevou y Montenat, 1985) que activa las fallas de desgarre de dirección NE-SO y NNE-SSO de las Béticas Orientales (falla de Carboneras, falla de Alhama de Murcia y falla de Palomares).

Por lo que se refiere a los estudios de tectónica activa, éstos han sido muy escasos hasta la actualidad y la mayoría de carácter local (ver siguiente apartado). Destaca por sus implicaciones los estudios de Giménez (1998) y Giménez et al. (1998) en los que realizan un levantamiento de perfiles de nivelaciones de precisión utilizando datos desde 1872 hasta la actualidad (Fig. 3-6). Como resultado de dicho estudio obtienen un perfil de tasas de movimiento vertical que va de Almería a Málaga para el período 1903-1934 y otro de Almería a Calahonda para el período 1934-1976. En el

primero de ellos identifican hundimientos máximos en la zona de Adra de hasta 2 mm/a que van disminuyendo hacia el Oeste hasta convertirse en levantamientos (Fig. 3-6b). La ausencia de estos movimientos en el segundo perfil (1934-1976) les hace interpretar esos movimientos como de carácter cosísmico asociados al período sísmico de Adra y Dalías de 1910. Asimismo, identifican hundimientos en la cuenca de Almería y movimientos asociados a la actividad de la falla de Terreros. Por el contrario, no identifican ningún movimiento asociado a la falla de Palomares.

### 3.1.3. Antecedentes locales

A continuación se describen los antecedentes de carácter neotectónico y de tectónica activa más significativos relacionados con los accidentes principales que aparecen en la zona abarcada por el mapa 2.

#### **Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras. (ZFCA)**

El Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano et al., 1985) fue descrito inicialmente como el límite meridional del macizo de S<sup>a</sup> Nevada. Sin embargo, tanto morfológica como



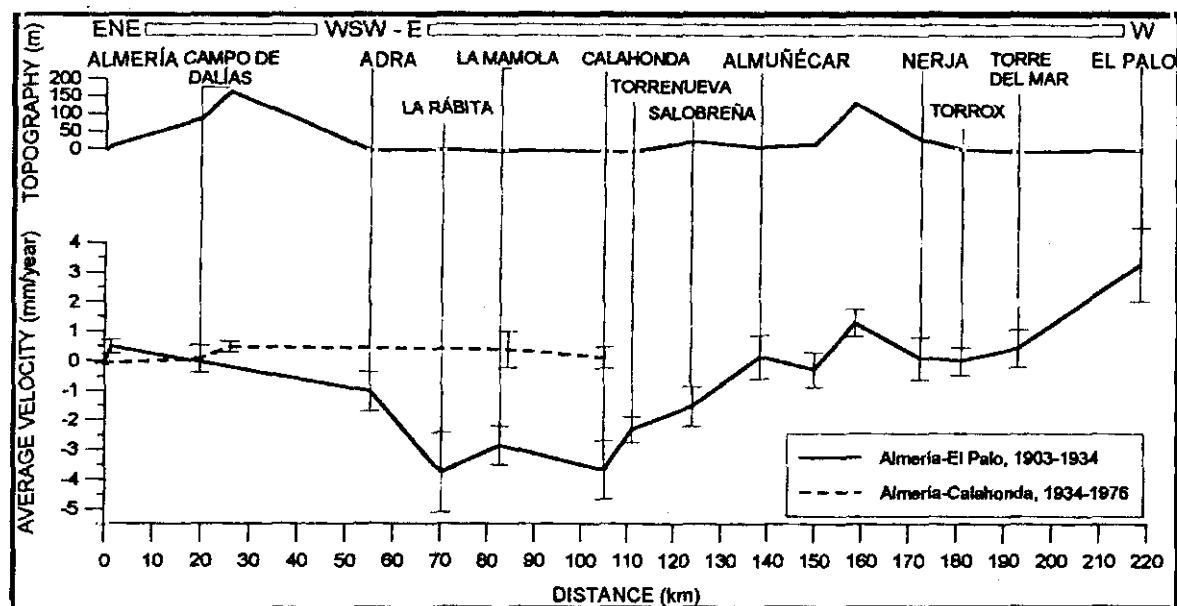


Fig. 3-6. Línea de nivelación de precisión Málaga -Almería realizadas por Giménez (1997) utilizando datos para el período 1903- actualidad en el sureste de la Cordillera Bética. Dicha línea muestra para el último siglo un hundimiento relativo a partir de Adra hacia el oeste. Hundimiento que se recupera a la altura de Torre del Mar, lo que puede estar indicando procesos de basculamiento regional. Explicación en el texto.

estructuralmente puede extenderse hacia el Este, bordeando la falda Norte de las sierras de Gádor y de Alhamilla y por el Sur a la Sª Almagrera (Fig. 3-1 y mapa 2) si bien, en los sectores de conexión entre éstas la continuidad del corredor es más difícil de observar. En este último sector recibe el nombre de falla de Gafarillos. Al conjunto de este corredor a partir de este momento lo denominaremos Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA).

En Sanz de Galdeano (1996) se describe la continuidad hacia el Oeste del corredor de las Alpujarras a través del borde Sur de la cuenca de Granada y hasta llegar a la altura de Ardales. En este mismo trabajo se describen los dos modelos en los que se explica la formación y evolución del corredor.

- El primero propuesto por Sanz de Galdeano et al. (1985) y Rodríguez Fernández et al. (1990) considera este corredor formado por la combinación de zonas de falla preexistentes de orientación E-O con movi-

miento de desgarre dextroso. Estas fallas generan un corredor de gran anchura limitado por fallas con la citada orientación.

- El segundo modelo, propuesto por Galindo Zaldívar (1986) y Mayoral et al. (1994) considera que el corredor está estructurado por fallas extensionales que afectan tanto a materiales del basamento como a los depósitos miocenos. El corredor propiamente dicho no se individualizó hasta el Mioceno superior, cuando la tectónica compresiva con dirección de acortamiento NNO-SSE genera las antiformalas de Sierra Nevada, Sierra de Gádor y Sierra de Contraviesa. De manera que según este modelo el corredor de las Alpujarras es realmente una sinforma situada entre esas antiformalas.

Sanz de Galdeano (1996), utilizando observaciones de campo tanto de tipo estructural como tectosedimentario, discute ambos modelos y obtiene varias conclusiones entre destacamos las siguientes:

-1ª: La ZFCA es realmente un corredor de fracturación vertical y con predominio de un cinemática de desgarre dextroso.

-2ª: Se trata de una zona de falla de profundidad importante. No se adapta a zonas de cizalla previas sino que las corta.

-3ª: Obtiene valores de desplazamiento horizontal que van desde 75 Km en el sector más occidental (área de Colmenar) hasta aproximadamente 50 Km en el sector de la depresión de Ugíjar. En el sector más oriental no se dispone de marcadores que permitan deducir el desplazamiento, pero probablemente es menor.

-4ª: La ZFCA es activa de forma clara como zona de cizalla dextrosa durante el Burdigaliense superior y el Mioceno medio. En el sector más oriental el movimiento continuó al menos hasta el Messiniense si bien con una componente más vertical. El acortamiento NNO-SSE que se registra en todo el área a partir del Mioceno superior impediría el movimiento dextral.

Staple et al. (1996) estudian la evolución neógena y cuaternaria de la cuenca de Sorbas, controlada en su borde Sur por la continuación oriental de la ZFCA (falla de Gafarillos). Del análisis de paleoesfuerzos que realizan obtienen una dirección de acortamiento N 130 que generó una actividad de desgarre dextroso en dicha falla. Esta duró unos 6 m. a. y cesó a comienzos del Messiniense para reactivarse durante el Plioceno inferior bajo una dirección de acortamiento horizontal N 170. Esta etapa de movimiento de desgarre coincide, como se verá más adelante, con un período de mayor actividad de la falla de Palomares.

En el citado trabajo también se identifica (para el sector oriental de la ZFCA) un campo de esfuerzos extensional activo durante el Plioceno superior y el Cuaternario, que parece responder a regímenes locales que coexisten con el campo compresivo regional. La gran variabilidad que obtienen en las formas de los elipsoides para los tensores calculados apoya la posible existencia de variaciones laterales de esfuerzos.

Más recientemente, Huibregtse et al. (en prensa) realizan un estudio de paleoesfuerzos en la Cuenca de Vera y en el área de intersección de las zonas de falla de las Alpujarras (falla de Gafarillos), Carboneras y Palomares. Por lo que se refiere a la ZFCA en este sector estos autores no identifican movimientos en la misma durante

el Mioceno medio. Los materiales del Mioceno medio en la zona de falla están fuertemente cizallados y mezclados con las rocas del basamento Alpujárride y Nevadofilábride por lo que su deformación debió ser posterior y de carácter dextroso como indican los pliegues *en echelon* que afectan al Tortoniense en el borde Sur de la cuenca de Sorbas. Esta actividad cesó durante el Messiniense inferior al quedar fosilizada la zona de falla por los arrecifes de dicha edad en las proximidades de Polopos.

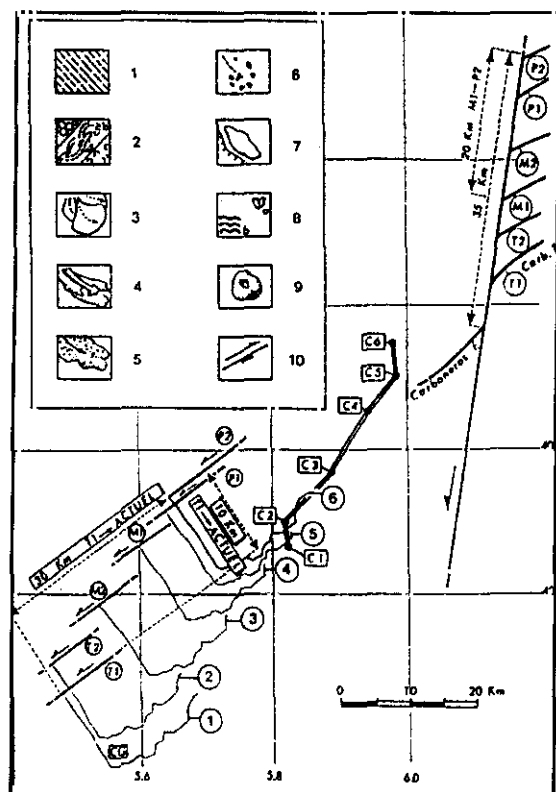
Por lo que se refiere a los campos de esfuerzos Huibregtse et al. (op cit) obtienen a partir de un análisis poblacional de fallas un tensor compresivo con una dirección de máximo acortamiento horizontal NO-SE y otro con dirección de acortamiento N-S. El primer tensor actuó durante el Tortoniense y cesó a comienzos del Messiniense. El segundo tensor es equivalente al obtenido por Staple et al. (1996) para tiempos postmessinienses. Al igual que estos autores, obtienen un tensor extensional con  $\sigma_1$  subvertical que parece solaparse en el tiempo con los anteriores.

De este estudio concluyen que las tres zonas de falla (ZFCA, FP y FC) que controlan la tectónica de la región tienen un comportamiento neotectónico independiente. Durante el neógeno las tres a se mueven como desgarres en diferentes períodos controlando la formación y evolución de las cuencas de su entorno.

#### Falla de Carboneras:

La falla de Carboneras (FC) (Bousquet et al., 1975) constituye el segmento Noreste de la zona de cizalla Transalborán (Larouzière et al., 1987) y limita por el Sureste la cuenca neógeno-cuaternaria de Níjar (ver mapa 2). Esta compuesta por un conjunto de fallas de orientación NE-SO que conforman un corredor de anchura superior a 1 Km Su traza en superficie se extiende desde la costa situada al Este de la ciudad de Almería hasta la traza de la falla de Palomares. En su extremo NE la falla se divide en dos zonas de cizalla. Al Norte la zona de falla de Polopos y al Sur la zona de falla de Sopalmo (Keller et al., 1995). La FC constituye además el límite NO de los afloramientos volcánicos de la Sª del Cabo de Gata.

Ya Fournier (1980) a partir del estudio de



**Fig. 3-7.** Modelo de evolución de la cinemática de la falla de Carboneras y el movimiento inducido de la zona del cabo de Gata durante el Mioceno sup. (T1, T2, M1, M2) y Plioceno (P1, P2). A: Almería; C: Carboneras; CG: Cabo de Gata; G: Garrucha; N: Níjar; S: Sorbas; V: Vera. C1 a C6: posiciones sucesivas de Carboneras. Tomado de Coppier et al. (1990).

diacclas en la cuenca de Níjar obtuvo un cambio en la dirección de acortamiento horizontal durante el Mioceno de NE-SO a NO-SE que sugería un cambio en la cinemática de la FC de movimiento de desgarre sinestroso puro a desgarre sinestroso transpresivo. Bocaletti et al. (1987) deducen direcciones de máximo acortamiento NO-SE durante el Mioceno superior y NNE-SSO y NNO-SSE durante el Plioceno y Cuaternario en el entorno de la FC.

En trabajos posteriores Hall (1983) y Rutter et al. (1986) estudian detalladamente la falla y las rocas de falla que se generan en el interior de la misma. Describen su complejidad estructural debida a la combinación de planos de cizalla **P** N 90 con los planos **Y** N 45 formando segmentos y bloques sigmoidales con cinemática propia. Hall (1983) considera que el movimiento de la FC es coherente con el de la falla de Palomares, siendo sus valores de 5-6 Km en la vertical y 35-40 Km en la horizontal desde el Burdigaliense hasta la actualidad. Los valores de salto horizontal los

obtienen a partir del desplazamiento entre las sierras Almagrera y Cabrera así como de la posición de algunos edificios volcánicos en la zona de falla de Palomares. El salto vertical lo deduce de las diferencias de cota entre los gradientes metamórficos en el basamento.

Posteriormente, Montenat et al. (1990b) estiman un salto horizontal de 17 km desde el Tortonense hasta la actualidad basándose en el desplazamiento que presentan depósitos conglomeráticos de la cuenca de Níjar.

Coppier et al. (1990) realizan una reconstrucción cinemática y paleogeográfica para la FC y la FP (Fig. 3-7) utilizando marcadores temporales desplazados e informaciones de trabajos anteriores. Consideran un desplazamiento total para la FC de 30 Km desde el Tortonense hasta la actualidad. El vector de desplazamiento del bloque situado al SE de la FC cambia de orientación en función de cambios en la orientación de la dirección de acortamiento horizontal.

Recientemente Keller et al. (1995) realizan un estudio cinemático de la FC basado en la cartografía detallada de la estructura interna de la zona de falla en algunos sectores de la misma. De ese estudio deducen que la FC ha sufrido un desplazamiento horizontal total durante el Neógeno de 35 a 40 Km. Deducen asimismo al menos siete episodios de actividad diferenciados desde el Mioceno inferior. Otra conclusión interesante es que la fracturación secundaria asociada mayoritaria son planos de cizalla tipo **P** en lugar de tipo **R** como suele ser Normal en las zonas de cizallamiento frágil. Lo mismo ocurría en el sector Lorca - Totana de la FAM (ver mapa 4). Por lo que se refiere a la evolución del campo de esfuerzos, este autor obtiene direcciones de acortamiento horizontal NE-SO y NO-SE que están de acuerdo con la evolución propuesta por Fournier (1980).

Huibregtse et al. (en prensa) en su estudio de pleoesfuerzos neógenos deducen que esta falla ha estado sometida a una rotación en la dirección de acortamiento horizontal de NO-SE a N-S. Esta rotación se produjo a comienzos del Messiniense coincidiendo con el cese de la actividad de la falla de Gafarillos y una reactivación de la falla de palomares.

Bell et al. (1997) realiza un estudio de tectónica activa con el fin de determinar la evolución del deslizamiento en la FC a lo largo del Cuaternario reciente. Basándose en observaciones estructurales y morfológicas deducen que la zona está sometida a un levantamiento constante a lo largo del Cuaternario. Asimismo, el movimiento de desgarre sinestroso de casi 100 m observado en algunos canales fluviales que atraviesan la falla se produjo previamente a los últimos 100 Ka. De ello se deduce una tasa de movimiento sinestroso de 0.2 - 0.3 m/Ka. En los últimos 100 Ka los movimientos en la falla han sido fundamentalmente verticales con tasas de 0.05 a 0.1 m/Ka.

#### **Falla de Palomares:**

La Zona de Falla de Palomares (FP) se sitúa limitando por el Este las estructuras de dirección E-O y NE-SO del sector central de la Cordillera: falla de Carboneras, S<sup>a</sup> Almagrera, ZFCA, cuenca de Vera y más al Norte la depresión del Guadalentín. La FP fue estudiada por primera vez por Völk (1967) y citada por primera vez como tal por Bousquet et al. (1975). En este estudio describen varias estructuras y criterios de movimiento de desgarre sinestroso asociados a la actividad de la falla de los que se obtiene una dirección de acortamiento cuaternaria NO-SE. Posteriormente, Veeken (1983) deduce la actividad pliocena para esta falla.

Weijermars (1987) realiza un estudio detallado de la actividad neotectónica de la FP en el marco de la evolución regional del orógeno Bético. Asimismo, estudia y modeliza el tipo de deformación que genera a escala cortical y su distribución en profundidad. De su estudio se pueden destacar las siguientes conclusiones:

-1: La FP se formó hace entre 15 y 8 m.a. como falla de desgarre sinestroso que cortó una estructura regional previa de tipo *Basin & Range* de orientación E-O. Esta estructura formada por las antiformas de S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de los Filabres, ZFCA y las sierras situadas al Sur se continuaba hacia el Este, hasta el momento de la formación de la FP.

-2: La zona de falla de la FP afecta a una banda de corteza de 44 Km de anchura, 80 Km de longitud y 30 Km de profundidad.

-3: El desplazamiento total de la FP considerando el movimiento sufrido por las estructuras que previamente se orientaban E-O es de 14 Km. Ello implica una tasa de movimiento de aproximadamente 2.0 m/Ka.

-4: No hay evidencias de movimientos significativos en la vertical asociados a la falla.

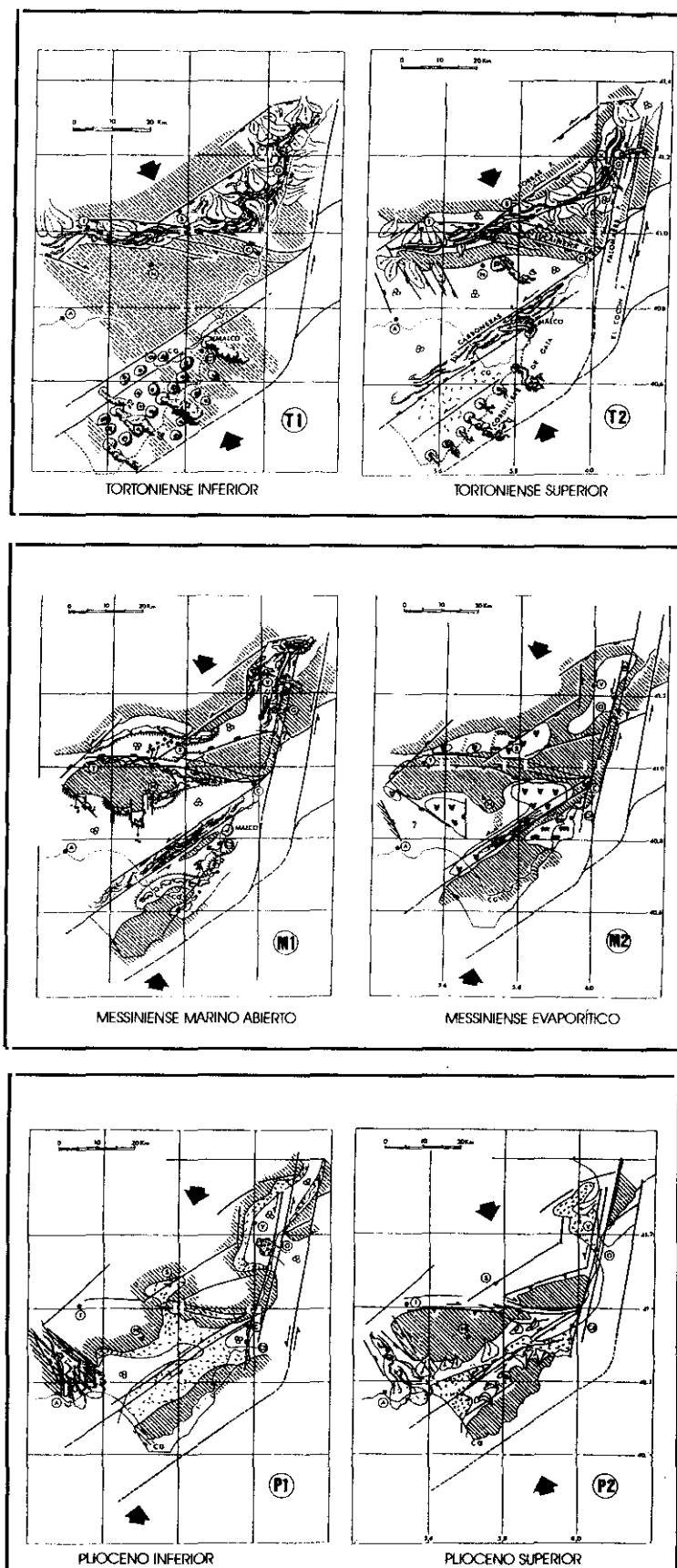
-5: Reconoce una actividad intermitente en la falla distinguiendo un período de mayor actividad en el Plioceno inferior.

Por otra parte, Larouzière et al. (1987) deducen que la FP junto con la FC constituyen un límite entre dos tipos de corteza diferentes, una más delgada y caliente al SE y otra más gruesa y fría al NO.

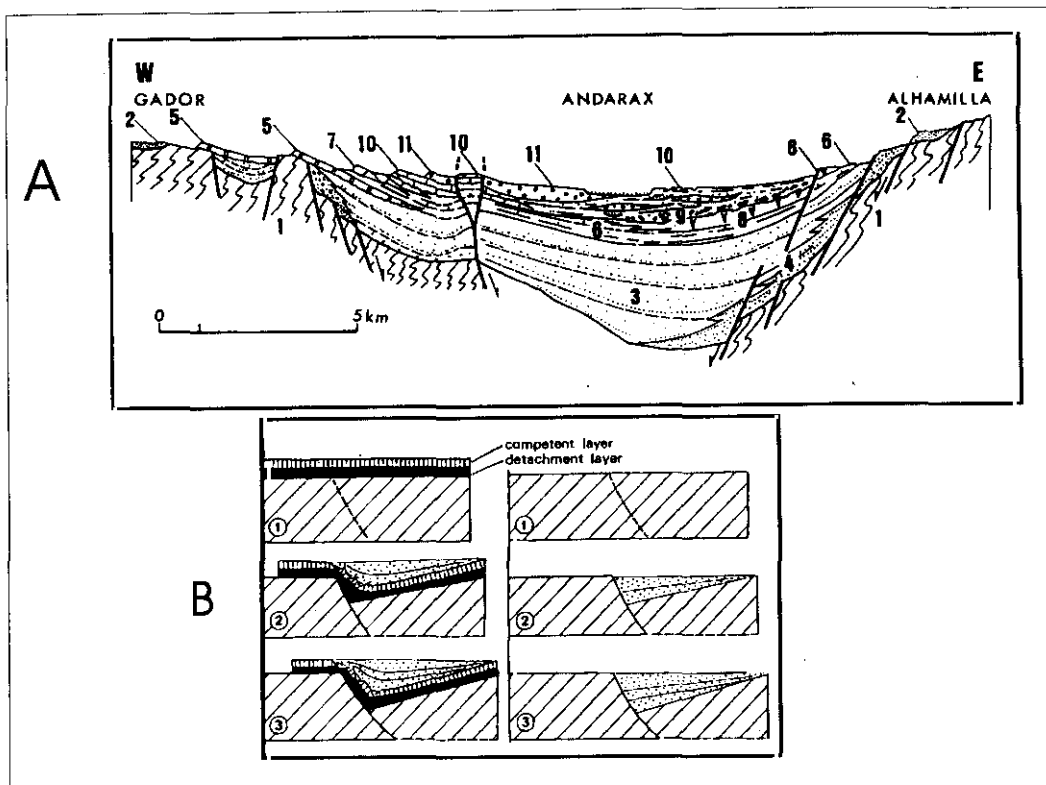
Posteriormente, Coppier et al. (1989) relacionan la actividad miocena de la FP con la formación del arco de Águilas (Fig. 3-2) en un proceso de indentación tectónica. El movimiento sinestroso de la FP controla el movimiento hacia el Norte de un bloque de corteza más rígida situada en el Mar de Alborán que se indenta, deformando la estructura de *Basin & Range* previamente descrita.

Coppier et al. (1990) en su estudio cinemático de las cuencas del Este de Almería describen la importancia que la actividad combinada de la ZFCA (falla de Gafarillos o Lucainena como se la denomina en este trabajo), la FP y la FC tiene en la evolución de las cuencas. En la Fig. 3-8 se muestra la evolución cinemática y dinámica propuesta. Los períodos de mayor actividad de la FP y los movimientos de tipo desgarre más puros de la FC coinciden con direcciones de acortamiento NNE-SSO. Los períodos de mayor actividad dextrosa de la falla de Gafarillos coinciden con los de menor actividad de la FP y con un campo compresivo con acortamiento NO-SE.

Más recientemente, en el estudio de paleoesfuerzos de Huibregtse et al. (en prensa) estos autores no reconocen actividad en la FP durante el Mioceno medio. Identifican el comienzo de su actividad en el Tortonense y un período de mayor actividad durante el inicio del Messiniense. Este período, sin embargo, queda fosilizado por sedimentos finimesinienses.



**Fig. 3-8.** Evolución cinemática de las zonas de falla de Palomares, Carboneras y sector oriental de la zona de falla del corredor de las Alpujarras, asociada al cambio de la dirección de acortamiento durante el período neotectónico, según Coppier et al. (1990).



**Fig. 3-9. A:** corte geológico E-O de la cuenca de Almería - Bajo Andárax, de Montenat et al. (1990b). Es evidente la asimetría del relleno neógeno asociada a la actividad de las fallas normales del borde de s. Alhamilla. **B:** Modelo de formación y relleno de una cuenca sedimentaria asociada a la actividad de una falla normal cuyo buzamiento disminuye en profundidad, según Giraud y Seguret (1985).

#### Fracturación menor y estructuras asociadas:

Son menos abundantes los estudios llevados a cabo sobre la actividad neotectónica de la fracturación incluida en el interior del bloque de corteza limitado por los accidentes mayores tratados anteriormente. Destacan los estudios basados en datos de la plataforma continental a Sur y Suroeste de Campo Dalías (Baena et al., 1982 y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993)); el estudio tectosedimentario de la cuenca de Almería (o del bajo Andárax) de Montenat et al. (1990b); los estudios de la neotectónica y tectónica activa registradas en las deformaciones del los depósitos cuaternarios en el entorno del litoral (Fourniguet, 1975 y Goy y Zazo, 1986) así como los estudios de actividad de algunos frentes de montaña a partir del cálculo de índices geomorfológicos (Silva et al., 1992d).

En el sector de la cuenca de Almería (ver mapa 2) Montenat et al. (1990b) realizan un estudio tectosedimentario de los materiales miocenos y pliocuaternarios. Describen el borde

Oeste de la S<sup>a</sup> de Alhamilla controlado por fallas Normales de dirección NO-SE que condicionan las potencias de los materiales del Mioceno superior y Plioceno (Fig. 3-9a). Es esa figura se observa claramente la estructura asimétrica del surco que separa las sierras de Gádor y de Alhamilla. La actividad de esas fallas Normales se inicia en el Tortonense y prosigue al menos hasta el Plioceno. En este mismo trabajo identifican fallas Normales N 150 con movimientos en tijera en el borde Sur de S<sup>a</sup>. Alhamilla.

Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) identifican en Campo Dalías un anticlinal marcado por las isopacas del Plioceno, paralelo al borde Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor (variando de dirección N 70 a N 90. La actividad compresiva messiniense solapada por los depósitos pliocenos que posteriormente son rotos por fallas N 120. Estas fallas junto con otras de orientación N 70 rompen los pliegues generando una estructura en *horst* (Baena et al. (1982).

Desde un punto de vista morfológico Goy y Zazo (1986) estudian los niveles tirrenienses de



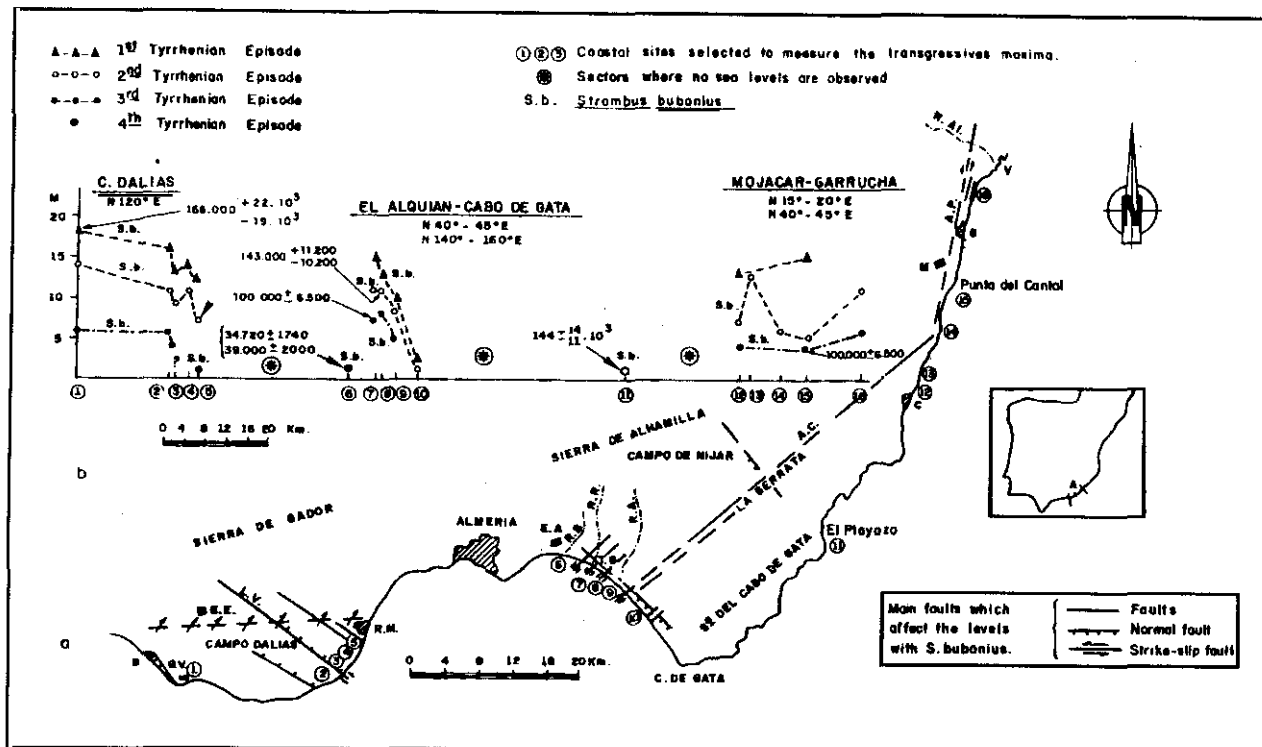


Fig. 3-10. Curvas de variación de altura de los niveles marinos tirrenienses datados en el litoral de Almería, de Goy y Zazo (1986). Explicación en el texto.

línea de costa emergidos en el litoral entre Adra y Garrucha. Observan que todos los niveles tirrenienses están afectados por varias fracturas: falla de la Loma del Viento (N 120, Normal con componente sinestrosa), falla de El Alquian (N 140-160) y falla de Carboneras (N 40-50 con movimiento de desgarre sinestroso). Dividen el litoral en cuatro sectores que han presentado movimientos verticales diferentes en función de los accidentes que los controlan (Fig. 3-10).

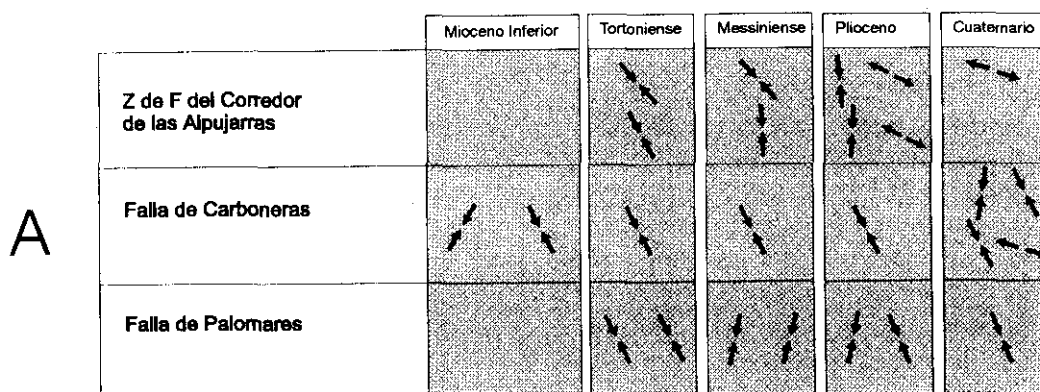
En otro orden de estudios, los trabajos de nivelaciones de precisión en los que analizan datos geodésicos del último siglo (Giménez, 1998 y Giménez et al., 1998), concluyen en la existencia de movimientos verticales actuales asociados a fallas activas. Deducen la existencia de un hundimiento actual en la cuenca de Almería y un basculamiento en la transversal Motril - Adra. Detectan asimismo una anomalía en la velocidad de movimiento vertical a la altura de Balerna.

### 3.1.4. Resumen de los antecedentes:

Si integramos los antecedentes descritos en las páginas anteriores en una visión general para la zona estudiada podemos resumir una serie de observaciones interesantes a la hora de comprender los mecanismos que controlan la tectónica miocena en este sector de la Cordillera Bética. Destacamos las siguientes:

- Existen observaciones repartidas en distintos sectores que apoyan la coexistencia durante el Mioceno medio y superior (al menos en determinadas etapas) de tectónica compresiva y distensiva. La extensión se produjo según dos direcciones preferentes OSO-ESE y ENE-OSO. La compresión se produjo según dos direcciones de acortamiento horizontal preferente: NO-SE y N-S.

## Evolucion campos de esfuerzos

**B**

## Tasas de movimiento

FALLA	CINEMATICA	DESPLAZ. (km)	TIEMPO	FUENTE DE LOS DATOS	TASA DE MOVIMIENTO (m/Ka)
FC	Desgarre (s)	18	Tortonense-actualidad	Montenat et al. (1990)	2.25
FC	Desgarre (s)	35-40	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	2.0
FC	Vertical	5-6	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	0.3
FC	Desgarre (s)	30	Tortonense-actualidad	Coppier et al. (1990)	2.7
FC	Desgarre (s)	35-40	Neógeno	Keller et al. (1995)	1.75-2.0
FC	Vertical	0.005-0.01	100 Ka BP	Bell et al. (1997)	0.05-0.1
FC	Desgarre (s)	0.08-0.1	Cuaternario Inf y Med.	Bell et al. (1997)	0.2-0.3
FP	Desgarre (s)	30	8-15 Ma BP	Weijermars (1987)	3.7-2.0
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	8.3
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Actualidad *	Sanz de Galdeano(1996)	4.1
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	5.5
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Actualidad	Sanz de Galdeano(1996)	2.7

**Fig. 3-11. A. Cuadro de evolución de las direcciones de acortamiento durante el período neotectónico deducidas en trabajos previos realizados en el entorno de las principales zonas de falla; B. Tabla en la que se presentan las tasas de movimiento que pueden inferirse de los datos de desplazamiento y edades determinados en trabajos previos sobre las zonas de falla principales del sur de Almería.**

- La actividad de los corredores de fracturación mayores que surcan este sector de la Cordillera Bética (ZFCA, FC y FP) presentan indicios de haber actuado de forma intermitente a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario.
- La ZFCA parece presentar una gran continuidad lateral extendiéndose desde Ardales (ya en el sector occidental de la Cordillera) hasta las proximidades de Garrucha donde intersecta con la FP. En algunos tramos de su recorrido aparece parcialmente cubierta por depósitos del

Mioceno superior, mientras que en otros limita sierras cuyo levantamiento ha sido claramente postplioceno. La cinemática de esta zona de falla ha sido predominantemente de desgarre dextroso hasta el Mioceno superior. A partir de ese momento su actividad se reduce a pequeños saltos de componente vertical. Solo en el extremo oriental se observa una continuidad de la cinemática dextral hasta el Plioceno. En todo caso se ha identificado un salto horizontal que aumenta gradualmente de Este a Oeste. El menor salto se aprecia en el flanco Norte de S. Alhamilla, mientras que

en el sector de Ardales se observa el mayor, que alcanzaría los 75 Km. En la zona central (sector de Ugíjar) el salto es de 50 Km.

- La falla de Carboneras presenta un carácter más rectilíneo y actividad predominante de desgarre sinestroso desde el Mioceno medio hasta la actualidad. El salto mínimo desde el Tortoniense hasta la actualidad se sitúa entre 17 y 30 Km, y controla un surco de sedimentación potente situado al NO de su traza durante el Messiniense. Se ha identificado una actividad intermitente a lo largo del Cuaternario. Durante el Pleistoceno inferior y medio predominan las observaciones de movimientos de desgarre sinestroso, mientras que durante el Pleistoceno superior y Holoceno predominan movimientos verticales.
- La falla de Palomares presenta una cinemática sinestrosa desde el Tortoniense hasta la actualidad sin embargo, muestra bastantes indicios de intermitencia en su actividad. Destaca su quietud durante parte importante del Tortoniense y sus reactivaciones durante el Messiniense y el Plioceno Inferior. La cizalla de la FP afecta una banda de 44 Km de anchura y presenta un salto total de más de 30 Km.

- La actividad combinada de estos tres corredores de cizallamiento condiciona la disposición y evolución de las cuencas neógeno-cuaternarias de la zona.
- La fracturación meNor incluida en el interior del bloque de corteza limitado por los corredores mayores presenta características propias. Predomina la fracturación Normal N 140-160 y N 120 que condicionan la sedimentación de los depósitos desde el Tortoniense hasta la actualidad. Existen datos que indican la coexistencia en el tiempo de tectónica compresiva y distensiva en el interior de este bloque desde el Tortoniense hasta la actualidad.

A modo de sumario, en la Fig. 3-11 se muestra una recopilación de las orientaciones de los campos de esfuerzos y tasas de movimiento identificadas en estudios previos sobre las principales zonas de falla que serán utilizados en posteriores interpretaciones.

*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional

## **3.2. Análisis de la cartografía regional**

3.2.1. Descripción general

3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales

3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas



## 3.2. Análisis de la cartografía regional

En este capítulo se realiza un análisis de la información de carácter neotectónico a escala regional que aporta la interpretación de la cartografía realizada y sintetizada como base de este estudio (mapa 2). Se describirán las características tectosedimentarias y estructurales que se extraen de la cartografía y que podrán ser utilizadas posteriormente en los distintos apartados del estudio neotectónico y sismotectónico.

En la cartografía elaborada (ver localización en Fig. 3-1) se realiza una síntesis de cartografías existentes y se aportan nuevos datos propios en las regiones estudiadas con mayor detalle. Se han representado unidades tectosedimentarias mayores que puedan aportar una visión de la evolución tectosedimentaria de la región desde el Oligoceno hasta la actualidad (ver leyenda). Asimismo, se han añadido zonas de falla y fracturas identificadas en un análisis de las ortoimágenes de satélite Landsat TM. De estas ortoimágenes se extraen también algunas lineaciones neosismotectónicas, esto es, lineaciones con actividad sísmica asociada que en función de observaciones locales y /o control que ejercen en la disposición de formaciones recientes, pueden estar asociadas a fallas o zonas de falla activas ocultas o no identificadas en estudios de campo.

### 3.2.1. Descripción general

La cartografía elaborada para esta zona engloba varias sierras constituidas por basamento de las Zonas Internas compuesto fundamentalmente por rocas metamórficas (complejos Alpujárride, y Nevadofilábride) rodeadas de depresiones neógenas y cuaternarias. En la esquina Noroeste del mapa llega a aparecer un pequeño retazo de complejo Maláguide que da paso hacia el Norte a las unidades subbéticas situadas al Noroeste de la cuenca de Guadix-Baza. Las principales sierras son: S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de los Filabres, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. Están compuestas por el apilamiento de mantos de cabalgamiento que superponen los tres complejos citados. Separando estas sierras aparecen una serie de cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias cuyo control tectónico es evidente en la cartografía.

Asimismo, en la zona del Mar de Alborán situada junto a la costa meridional se han incluido datos estructurales de Baena et al. (1982) y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993).

### 3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tecto-sedimentarias regionales.

En la cartografía se han distinguido (además de los materiales del basamento Bético Interno y de las rocas volcánicas del Mioceno superior - Plioceno) dos conjuntos tectosedimentarios principales:

-A: Materiales miocenos de relleno de las cuencas.

-B: Depósitos pliocuaternarios de relleno de cuencas y formaciones aluviales superficiales.

En el mapa se han representado en un único color los tres complejos metamórficos del basamento, si bien se han incluido los planos de cabalgamiento principales que separan unos complejos de otros. El Nevadofilábride forma los núcleos más elevados de S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de Los Filabres y S<sup>a</sup> Alhamilla. La S<sup>a</sup> de Gádor alcanza mayores alturas que S<sup>a</sup> Alhamilla sin embargo, al contrario que ésta se encuentra únicamente compuesta por unidades alpujárrides.

El Nevadofilábride de S<sup>a</sup> Nevada y Los Filabres está separado de las sierras alpujárrides



más meridionales por un corredor más o menos irregular que discurre desde Órgiva hasta Garrucha en lo que constituye la ZFCA.

Rodeando estos macizos de rocas metamórficas se dispone una serie de cuencas de sedimentación. Todas las cuencas presentan un relleno Mioceno superior con secuencias marinas que progresivamente cambian a continentales, seguidas de forma más o menos gradual según los casos por depósitos pliocuaternarios. En función del grado de sedimentación y posterior conservación de los depósitos más recientes pliocuaternarios estas cuencas pueden dividirse a escala cartográfica en:

- Cuenas Neógenas.
- Cuenas Pliocuaternarias.

Las principales cuencas neógenas están rellenas de materiales miocenos y localmente pliocenos de manera que a nivel cartográfico la mayor superficie de afloramiento corresponde con margas y calizas del Mioceno superior. Destacan las siguientes:

#### Cuenas Neógenas

-Cuenca Almanzora - Huercal-Overa: Se sitúa al Norte de la S<sup>a</sup> de los Filabres y Sur de S<sup>a</sup> de las Estancias.

-Cuenca de Tabernas - Sorbas: Constituye un surco situado a lo largo de la continuación oriental del corredor de Las Alpujarras que limita por el Sur la S<sup>a</sup> de los Filabres.

-Cuenca de Ugíjar: Se sitúa al Sur de S. Nevada y está claramente cortada por fallas del corredor de Las Alpujarras, lo que parece indicar que los retazos miocenos aflorantes al Sur de la misma formarían parte de la misma.

En todas estas cuencas destaca el claro control estructural de sus bordes como puede apreciarse en el mapa, no solo a partir de las fallas cartografiadas en sus límites, sino también por la linealidad de algunos límites de cuenca que aparentemente no corresponden con zonas de falla conocidas.

#### Cuenas Pliocuaternarias

Las principales cuencas pliocuaternarias aparecen colmatadas por depósitos de carácter lacustre y/o fluvial según el caso. La red fluvial

actual está disectándolas en un proceso de encajamiento general. Esto hace que en los bordes de estas depresiones afloren los depósitos miocenos previos que ya constituyen los mayores afloramientos en estas cuencas. Destacan a nivel cartográfico las siguientes:

-Cuenca de Guadix-Baza: rellena por depósitos lacustres y aluviales y situada al Norte de S<sup>a</sup> Nevada.

-Cuenca de Vera situada en la terminación oriental de la S<sup>a</sup> de Los Filabres.

-Cuenca del Bajo Andárax-Almería-Níjar: situada al Sur y Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla.

-Campo de Dalías: situado al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor y con influencias marinas en la sedimentación pliocuaternaria.

Al igual que ocurre con los rellenos miocenos, la cartografía también muestra un claro control tectónico en los límites de sedimentación y afloramiento de los materiales pliocenos y cuaternarios. Este control es evidente en las cuencas de Almería - Níjar y Campo de Dalías donde los límites coinciden con fallas de actividad importante. En las cuencas de Guadix-baza y Vera la linealidad de sus bordes indica también la existencia de un control estructural de su geometría.

Existen otras áreas de sedimentación cuaternaria importantes situadas al pie de relieves aunque no se disponen rellenando una depresión sino solapando zonas de depósitos miocenos. Destacan los abanicos y glacis que solapan el borde Sureste de la cuenca de Huercal-Overa. La geometría de esas formaciones sedimentarias en el mapa muestra que los depósitos miocenos que rellenan la cuenca se convierten durante el Cuaternario en área fuente para los abanicos aluviales y glacis.

Asimismo, el borde Norte de la cuenca de Tabernas-Sorbas aparece cubierto por formaciones fluviales cuaternarias, en contra de lo que ocurre en el borde Sur donde el grado de actividad pliocuaternaria de las fallas parece haber sido superior.

Por último, un detalle interesante lo constituye el hecho de que al Sureste de la falla de Carboneras y en el interior de la cuenca de Vera

aparecen afloramientos de rocas volcánicas fundamentalmente andesíticas y dacíticas de edad Mioceno superior (Bellon et al., 1983). En la zona marina se han incluido algunos afloramientos submarinos aislados incluidos en el mapa de la plataforma continental (Baena et al., 1982)

### 3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas (Mapa 2)

A continuación se destacan las principales estructuras que afectan a escala cartográfica a cada una de las unidades tectosedimentarias representadas en la síntesis cartográfica. En función de la edad más reciente que presentan los materiales de cada unidad considerada asumimos una edad para cada estructura o conjunto de estructuras.

#### -A. Basamento de las Zonas Inter-nas (NF-ALP-MAL)

-Edad asumible para las estructuras: Postoligoceno.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 dextrosas: Forman el corredor de las Alpujarras. Entre Ugijar y Órgiva estas fallas combinadas con otras N 30 sinestrosas generan rotaciones de bloques. Más al Este adquieren componente inversa condicionando la geometría del borde Sur de la cuenca de Tabernas-Sorbas.

-Fallas N 10-20 sinestrosas y/o normales: Forman el corredor de la falla de Palomares.

-Fallas N 100-110 inversas y/o dextrosas.

-Fallas N 150-170 normales: solamente se observan con saltos importantes al Sur del corredor de las Alpujarras, sobre todo en el flanco Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor y al Noroeste de Almería.

-Fallas N 50 sinestrosas. Forman el corredor de la FP así como la fracturación acompañante de la ZFCA. Al Sur de Ugijar adquieren un fuerte desarrollo generando zonas de falla de más de 20 Km de longitud. Al Noroeste de Almería conectan entre sí fallas normales N 135-140. La curvatura que presenta el extremo oriental de la ZFCA (falla de Lucainena) asociada al arrastre de la FP, así como algunas relaciones de corte parecen indicar

que estas fallas son posteriores a las N 70-90 dextrosas.

-Lineaciones neosismotectónicas NO-SE, N 20, N 45 y E-O. Coinciden con algunas zonas que presentan cierta actividad sísmica instrumental y parecen condicionar la geometría de la cuenca de Guadix así como algunos afloramientos cuaternarios y el propio valle del río Almanzora.

-Pliegues N 90-100. Controlan la estructura regional de los mantos de cabalgamiento de S<sup>a</sup> Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres.

#### -B. Mioceno superior

-Edad asumible para las estructuras: Pliocuaternaria.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 dextrosas y/o inversas: Deforman los depósitos de las cuencas de Ugijar, Tabernas-Sorbas y Almanzora – Huerca Overa.

-Fallas N 50 sinestrosas: Generan arrastres en el Mioceno superior al Norte de Berja y en los miocenos que flanquean la falla de Carboneras. También se ha cartografiado una posible falla que corta la cuenca de Sorbas en su sector oriental.

-Fallas N 20-30 sinestrosas y/o normales: Deforman el Mioceno de la cuenca de Ugijar y del borde Noreste de la de Sorbas. En esta zona presentan movimientos en tijera que ocasionan flexiones asociadas a basculamientos de bloques. Las rocas volcánicas del Cabo de Gata aparecen implicadas en la zona de cizalla.

-Fallas N 150-170 normales. Controlan el afloramiento del Mioceno al Norte de Berja y deforman los miocenos de ambos bordes de la cuenca de Almería.

-Pliegues N 70: Estructuran los miocenos de la cuenca de Sorbas.

-Pliegues N 160: Deforman el Mioceno al Norte de Berja. Este pliegue está arrastrado por las fallas N 50 sinestrosas.

#### -C. Plioceno-Cuaternario

-Edad asumible para las estructuras: Generadas por el régimen tectónico vigente.

-Estructuras:

-Fallas N 145-150 normales con componente dextrosa: Afectan los depósitos pliocenos y cuaternarios de la cuenca de Almería y del entorno de Adra. También han sido observadas

en la plataforma continental al Sur y Sureste del Campo de Dalías.

-Fallas N 160-170 normales: Afectan a depósitos recientes en el sector Adra-Berja-Dalías y en la zona de plataforma continental. Deforman depósitos cuaternarios en la cuenca de Guadix-Baza.

-Fallas N 45 y N 10-20 sinestrosas. Los corredores de la falla de Carboneras y de la falla de Palomares deforman al cuaternario. La falla de Carboneras se prolonga hacia el Mar de Alborán afectando con movimientos verticales al pliocuaternario de la plataforma continental. Fallas menores de esta orientación controlan el borde Oeste de la cuenca de Guadix.

-Fallas N 110-120 normales con componente dextrorsa: afectan a los materiales cuaternarios del Campo de Dalías y de la cuenca de Vera.

-Pliegues N 50-70: Deforman al cuaternario del Campo de Dalías y a los cuaternarios de la plataforma continental.

-Pliegues NO-SE: Afectan al cuaternario adosado a las fallas normales que separan la cuenca de Almería de la S<sup>a</sup> de Alhamilla. Parecen pliegues asociados al movimiento de dichas fallas.

#### **-D. Resumen y conclusiones**

A partir del análisis cartográfico de la disposición geométrica de las distintas unidades tectosedimentarias cartografiadas se pueden destacar las siguientes conclusiones:

- La observación general del mapa de esta zona muestra una mayor complejidad estructural al Sur de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras.
- La estructura de los materiales miocenos está condicionada por la interacción de varios sistemas de fracturación (N 150-170 normales, N 70-90 dextrosas y N40 sinestrosas fundamentalmente) con actividad polifásica.
- La estructura del basamento y de los materiales miocenos al Sur de Ugíjar muestra la existencia de una sistema de fracturación sinestrosa N 50 que se genera posteriormente a las fallas principales de la ZFCA deformando incluso su traza.
- Las estructuras que afectan al Mioceno y al Pliocuatnario no son coherentes con una única dirección de acortamiento.
- La mayoría de fracturas afectando al Pliocuatnario se sitúan al Sur de la ZFCA y han sido identificadas en la plataforma continental. Son fallas claramente extensionales y dirección N 120-170.
- Coexistiendo con dichas fallas normales se identifican movimientos de desgarre postmiocenos en la ZFCA, en la falla de Carboneras y en la falla de Palomares.
- La cartografía evidencia la coexistencia de estructuras compresivas y distensivas durante el período neotectónico (Mioceno superior – Actualidad).

*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional

3.2. Análisis de la cartografía regional

## **3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario**

3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria

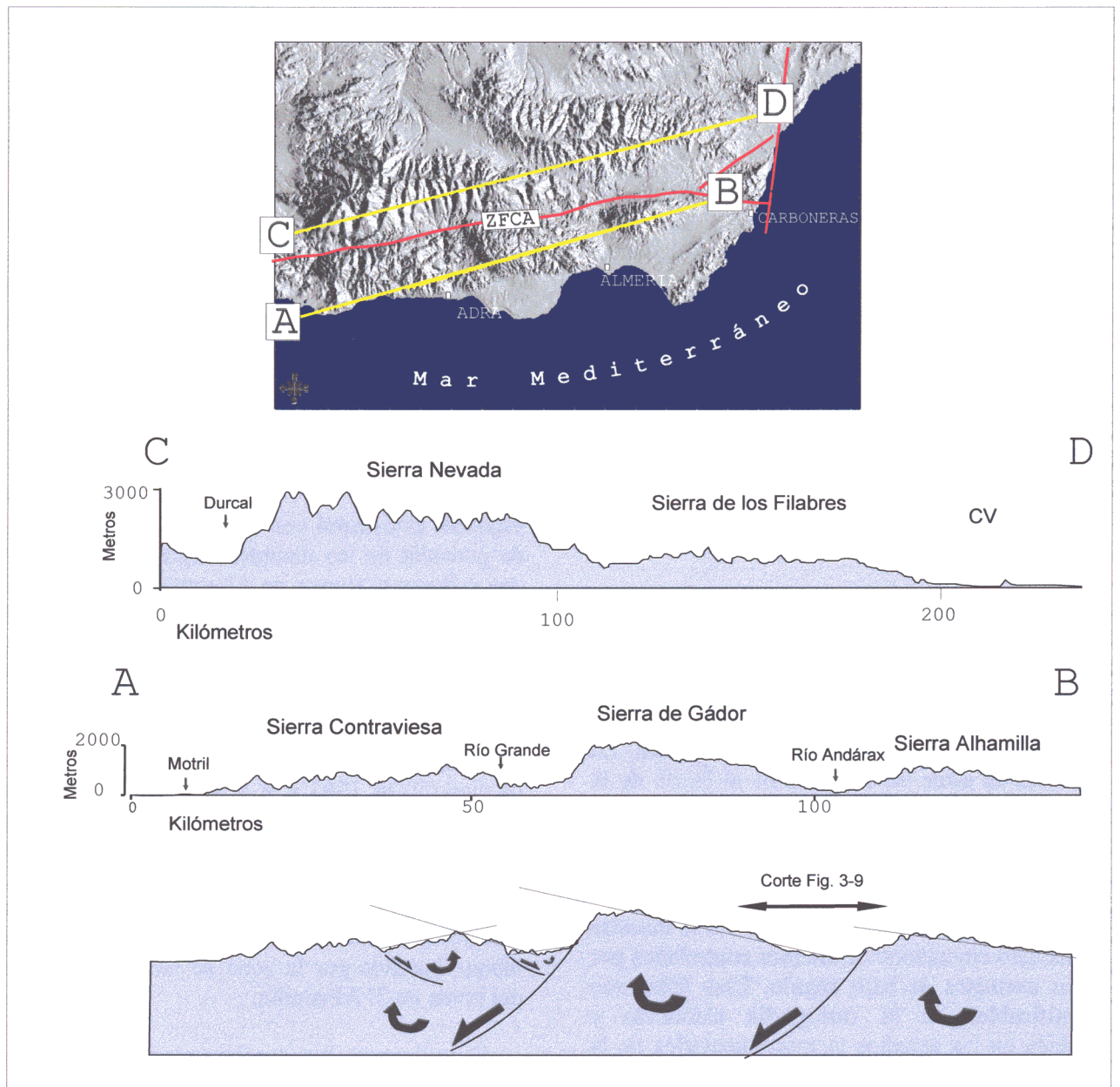
3.3.2. Conclusiones



### 3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario

Con el fin de determinar el control que haya podido ejercer en tiempos recientes la tectónica sobre la morfología del relieve se ha realizado un análisis del modelo digital del terreno de la zona estudiada y su entorno (Fig. 3-12).

Como se aprecia en dicha figura el relieve de la zona está caracterizado por una morfología de sierras y depresiones que generan un relieve orientado E-O a ENE-OSO. En la misma figura se representan asimismo dos perfiles topográficos



**Fig. 3-12.** Perfiles topográficos realizados al norte y sur de la zona de falla del corredor de las Alpujarras. Se observa claramente la asimetría que presentan las sierras situadas al sur de la ZFCA, en contra de lo observado al norte de la misma. Rotaciones controladas por fallas normales de bajo ángulo activas únicamente al sur de la ZFCA, puede explicar las asimetrías del relieve.



realizados con orientación subparalela a la dirección bética (ENE-OSO). Uno al Norte de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA) y el otro al Sur. En un primer análisis lo que más llama la atención es la diferente morfología que se aprecia a un lado y otro de la ZFCA. Al Norte de la misma el relieve está dominado por dos grandes sierras: S<sup>a</sup> Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres que presentan una morfología de macizo con unas superficies de cumbres casi horizontales. Al Sur de la ZFCA, sin embargo, el relieve está formado por tres sierras de menores dimensiones: S<sup>a</sup> Contraviesa, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. Las dos últimas y la mitad oriental de la primera presentan superficies de cumbres inclinadas hacia el Este. Separando estas sierras se sitúan dos depresiones rellenas de sedimentos miocenos y cuaternarios: las cuencas de Almería-Bajo Andárax y de Berja.

Los bordes occidentales de las sierras de Alhamilla y Gádor están controlados por fallas normales de dirección NO-SE (mapa 2). García Dueñas et al. (1992) realizaron sendos cortes geológicos al Norte y Sur de la ZFCA (Fig. 3-4). En el corte situado al Sur interpretan las fallas normales que limitan las sierras por su borde occidental como la expresión en superficie de fallas normales de bajo ángulo que junto con los *detachments* extensionales miocenos que limitan los complejos Alpujárride y Maláguide controlan la distensión miocena en este sector de la cordillera.

La morfología de las sierras situadas al Sur de la ZFCA indican la existencia de superficies de cumbres basculadas hacia el Este. Estos basculamientos parecen estar controlados por la actividad de zonas de falla extensionales que afectan a una parte importante de la corteza. La ausencia de estos basculamientos al Norte de la ZFCA indica que este corredor debe estar relacionado con la causa de esos movimientos diferenciales.

En la parte inferior de la Fig. 3-12 se muestra un modelo cinemático de bloques controlados por fallas normales de bajo ángulo. Esas fallas son identificables en la cartografía elaborada y también en los estudios tectosedimentarios de la cuenca de Almería realizados por Montenat et al., 1990b. Los basculamientos que se generan en ese tipo de tectónica son coherentes con los deducidos del modelo digital del terreno y son la respuesta a giros de sentido horario en los bloques

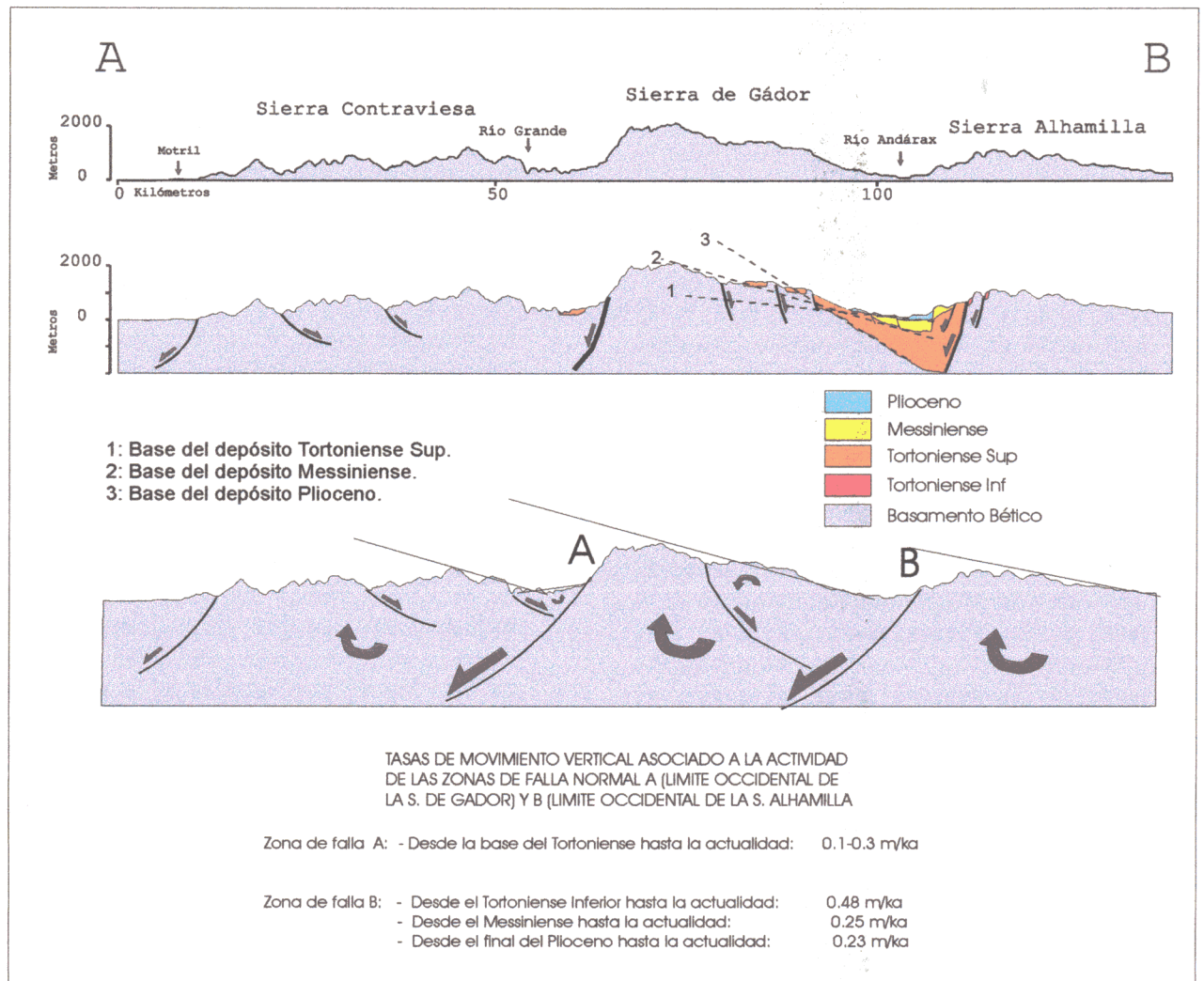
mayores. También se observan posibles giros antihorarios asociados a la actividad de fallas antitéticas. Esto se puede observar a menor escala en la S<sup>a</sup> de Alhamedilla como se vera en el estudio neotectónico del entorno de Adra.

#### **3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria**

Hemos podido constatar que existe una relación bastante clara entre la evolución tectosedimentaria neógena de las cuencas de Berja y Almería-Bajo Andárax y la morfología actual de las sierras que forman sus límites. En la Fig. 3-9a se muestra el corte geológico realizado por Montenat et al., (1990b) transversal a la cuenca de Almería-Bajo Andárax entre las sierras de Alhamilla y de Gádor (ver posición del corte de Montenat et al. (op cit) en la figura 3-12). En dicho corte se aprecia claramente la asimetría del relleno de edad Tortoniense, Messiniense y Plioceno asociado a la actividad de la zona de fracturación normal del borde Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla. En otros trabajos se han descrito dispositivos de relleno asimétrico, similares al observado en esta cuenca, que están asociados a la activación sinsedimentaria de una falla normal (Giraud y Seguret, 1985), ver Fig. 3-9b.

En la Fig. 3-13 se ha representado un esquema estructural con las variaciones laterales de potencia de los distintos depósitos neógenos que rellenan la cuenca de Almería-Bajo Andárax. Asimismo, en la figura se pueden observar las distintas alturas de afloramiento de los materiales en los bordes de la cuenca. Para su representación se han utilizado, además de observaciones propias, datos de potencia y alturas de afloramiento obtenidos de las cartografías previas (ITGE 1983 a, b y c) y Montenat et al. (1990b). Con línea intermitente se ha representado la situación actual de la superficie de base de la sedimentación tortoniense, messiniense y pliocena. La posición de estas líneas marca una rotación durante el neógeno del bloque hundido por la zona de falla extensional del borde de S<sup>a</sup> Alhamilla.

Si utilizamos los desplazamientos verticales relativos que se deducen del basculamiento progresivo de la base de la cuenca de sedimentación podemos deducir tasas de movimiento relativo en la vertical, tanto para la



**Fig. 3-13.** Tasas de movimiento vertical que pueden deducirse en las zonas de fracturación normal que controlan los bordes occidentales de S<sup>a</sup> Alhamilla y S<sup>a</sup> de Gádor. Las tasas se deducen a partir de la inclinación que presentan en la actualidad los depósitos tortonienses, messinienses y pliocenos. Se considera que esa inclinación se debe a movimientos de tipo rotacional controlados por las zonas de falla normal.

zona de fracturación normal del borde Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla (zona B de la Fig. 3-13), como para la zona de falla normal del borde Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor (zona A). Para la primera se obtienen valores que oscilan desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno entre 0.23 y 0.48 m/Ka. Para la zona del borde Oeste de Gádor, donde solo se conservan restos de afloramientos tortonienses se deduce una tasa de movimiento vertical posttortoniense entre 0.1 y 0.3 m/Ka.

El control de la tectónica en la sedimentación indica que este basculamiento ha sido activo desde el Tortoniense inferior hasta, al menos el Plioceno. Los depósitos litorales conglomeráticos tortonienses más antiguos solo afloran en restos aislados situados por encima del nivel de colma-

tación plioceno (en las primeras estribaciones de S<sup>a</sup> Alhamilla) y están ausentes al menos en una parte importante de la cuenca propiamente dicha. Esto indica que durante el Tortoniense inferior no existía surco sedimentario y por lo tanto las sierras de Alhamilla y Gádor presentaban continuidad lateral.

Por lo que se refiere a los depósitos tortonienses y cuaternarios que rellenan la depresión de Berja (ver mapa 2 y parte Norte del mapa 6) aparecen como restos que rellenan una zona de basamento hundida por fallas normales NO-SE adosada al borde Oeste abrupto de la S<sup>a</sup> de Gádor.

Por otra parte, otro hecho tectosedimentario interesante es la existencia de restos de

conglomerados tortonienses en el interior de la S<sup>a</sup> de Gádor que se sitúan a mucha mayor altura que depósitos equivalentes en facies y edad que aparecen tanto en la depresión de Berja como de Almería.

#### **3.3.2. Conclusiones**

- Las sierras de Alhamilla y Gádor presentan sus bordes occidentales más abruptos y limitados por zonas de falla extensionales y buzando hacia el Oeste.
- La evolución tectosedimentaria de la cuenca de Almería-Bajo Andárax situada entre ambas sierras muestra clara asimetría asociada a un progresivo basculamiento de la base de la cuenca hacia el Este. Este basculamiento condiciona la sedimentación desde el Tortonense hasta, al menos, el Plioceno.
- La morfología del relieve las sierras apoya la vigencia durante el Cuaternario de esa tectónica activa extensional acompañada de basculamiento.
- Las fallas extensionales que controlan esta tectónica neógeno-cuaternaria coinciden con la expresión en superficie de fallas normales miocenas de bajo ángulo que han sido identificadas por García Dueñas et al. (1992) en el estudio de zonas de cizalla en rocas del basamento, situadas en los bordes occidentales de las sierras de Contraviesa, Gádor y Alhamilla por.
- Es probable que la S<sup>a</sup> de Contraviesa haya experimentado una deformación similar a las otras dos sierras. La existencia de fallas normales antitéticas en su interior habría perturbado la posible superficie de basculamiento.
- Las características de la morfología al Norte de la ZFCA indica que esta tectónica de basculamiento reciente está ausente en ese sector, a pesar de que existan fallas normales de bajo ángulo responsables de la extensión miocena. Por tanto, los basculamientos son característicos del bloque cortical situado al Sur de la citada zona de falla.

*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

- 3.1. Situación y antecedentes de la Neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario

<p><b>3.4. Estructuras neotectónicas deducidas para el Sur de Almería</b></p>
---



### 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas para el Sur de Almería

La superposición de la información derivada de los antecedentes, la información aportada por la cartografía, los datos de campo y el análisis morfotectónico - tectosedimentario de la zona nos permite evidenciar las estructuras activas durante el periodo neotectónico que puedan ser potenciales fuentes sismogénicas en la actualidad.

A continuación, se describen dichas estructuras de deformación junto con sus características cinemáticas y dinámicas. A la hora de interpretar la orientación de la dirección del máximo esfuerzo horizontal compatible con la cinemática de cada sistema de fracturación se considerarán unos ángulos de reactivación óptimos entre el máximo esfuerzo horizontal y el plano de falla entre 30 y 60° (Sibson, 1994), tal y como se consideró en el estudio de la falla de Alhama de Murcia.

-Fallas N 45-50: Son fallas de desgarre sinestroso puras o con cierta componente vertical. Aparecen en dos sectores (Mapa 2). Por un lado, en el corredor de la FC donde en algunos puntos se articulan para formar una estructura en flor positiva (Montenat et al. 1990b). En este sector estas fallas controlan la red fluvial cuaternaria de modo evidente (Goy y Zazo, 1984). En el sector sumergido de esta zona de falla se evidencian tanto movimientos de desgarre como verticales que controlan la potencia de los depósitos messinienses.

El otro sector donde abunda esta fracturación es el sector Berja-Ugijar donde su actividad de desgarre sinestroso deforma depósitos del Tortoniense superior y afecta la traza de algunas fallas del sistema N 70 de la ZFCA.

Existen, por tanto, indicios de actividad de estas fallas desde el Tortoniense hasta el Cuaternario. Su cinemática requiere la existencia de un acortamiento horizontal de dirección entre N 15 E y N 15 O.

- Fallas N 70-90: Son las fallas que limitan los relieves más importantes. Presentan planos subverticales con una cinemática de desgarre dextroso y con movimientos verticales. Por un lado, constituyen la ZFCA cuya actividad dextrosa, como ya se adelantó, se identifica desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior e incluso el Plioceno en el sector más oriental.

En el sector meridional las fallas de este sistema presentan movimientos predominantemente verticales. Las más importantes son las que limitan por el Sur la S<sup>a</sup> de Gádor (Mapa

2). Estas fallas afectan a materiales desde tortonienses hasta pleistocenos (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

La activación de estas fallas requiere direcciones de acortamiento situadas entre N 110-150 para la cinemática dextrosa y N-S a N 160 para la cinemática Vertical (interpretada como inversa).

-Fallas N 120: Son fallas normales con componente dextrosa. Únicamente se observan en el área de Campo Dalías y en la plataforma continental. En la mayoría de los casos se hunde el bloque NE. Las líneas sísmicas de la plataforma muestran una clara actividad normal con estructuras de plegamiento tipo *roll over* así como movimientos en tijera (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). El movimiento en tijera es bastante evidente en algunas fallas aflorantes como en la falla de la Loma del Viento (ver mapa 2).

La actividad de estas fallas deforma claramente depósitos messinienses pliocenos y cuaternarios (Fourniguet, 1975; Baena et al., 1982; ITGE (1983e); Goy y Zazo, 1984 y Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

La cinemática de estas fallas requiere una dirección de extensión horizontal aproximadamente N 30, si bien la componente dextrosa implicaría una extensión más próxima a NE-SO o ENE-OSO. La dirección de máximo esfuerzo compresivo horizontal se situaría aproximadamente NO-SE.



-Fallas N 140-170: Son fallas normales bastante puras o con una ligera componente sinestrosa. Dentro de este sistema se pueden distinguir dos subsistemas: uno N 140-150 E y otro N 170 E.

El primero controla los límites de las sierras de Gádor y Alhamilla (Mapa 2). Como se describió en el análisis morfotectónico - tectosedimentario estas fallas han actuado desde el Tortonense hasta la actualidad como fallas normales y han provocado basculamiento de carácter regional. Son también abundantes en la plataforma continental y en la zona litoral donde deforman depósitos pliocenos y abanicos aluviales y terrazas marinas pleistocenas (ITGE, 1983 e; 1983 y Goy y Zazo, 1986). Fallas de esta orientación parecen controlar la forma de la costa al SE de Adra, al Sur de Almería y al SO de la S<sup>a</sup> del Cabo de Gata. La inmensa mayoría de fallas de este subsistema se sitúan en el interior del bloque limitado por la ZFCA y la FC.

El subsistema N 170 se identifica fundamentalmente en el entorno de Adra. Presentan un movimiento normal casi puro y buzamientos mayores. Deforman materiales desde tortonienses hasta pleistocenos. Al Este de Adra generan basculamientos en varios glaciares de edad pleistocena situados al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor. Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) describen que estas fallas provocan levantamientos relativos en graderío de los conglomerados tortonienses aflorantes en el borde Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor (ver mapa 2). Como se tratará en el capítulo de sismotectónica, la actividad de estas fallas está claramente relacionada con la serie sísmica de Adra Mb: 5.0 1993-1994. También se observan fallas y lineaciones con esta orientación afectando a los cuaternarios de las cuencas de Almería y de Níjar. Al igual que las fallas del subsistema anterior únicamente se reconocen fallas de esta orientación y actividad neotectónica en el bloque limitado por la ZFCA y la FC.

Ambos subsistemas de fallas requieren una dirección de extensión horizontal N 50-70 y una dirección de acortamiento horizontal N 140-170.

-Fallas N 10-20: A excepción del corredor de la FP, donde predominan los movimientos de desgarre sinestroso, son fallas normales bastante puras y de menores dimensiones que las de los sistemas ya citados.

En contra de lo que sucede en la zona más oriental de la Cordillera, este sistema está escasamente representado y curiosamente está presente en mayor medida al Norte de la traza de la ZFCA. Al Sur de este corredor solo se observan en el interior de la Cuenca de Níjar donde afectan a depósitos del Mioceno superior y del Cuaternario (Mapa 2). Donde más importancia presenta este sistema es en el interior y en el borde Norte de la cuenca de Sorbas y en las proximidades de la FP. En estas zonas presentan movimientos normales en tijera y de desgarre sinestroso.

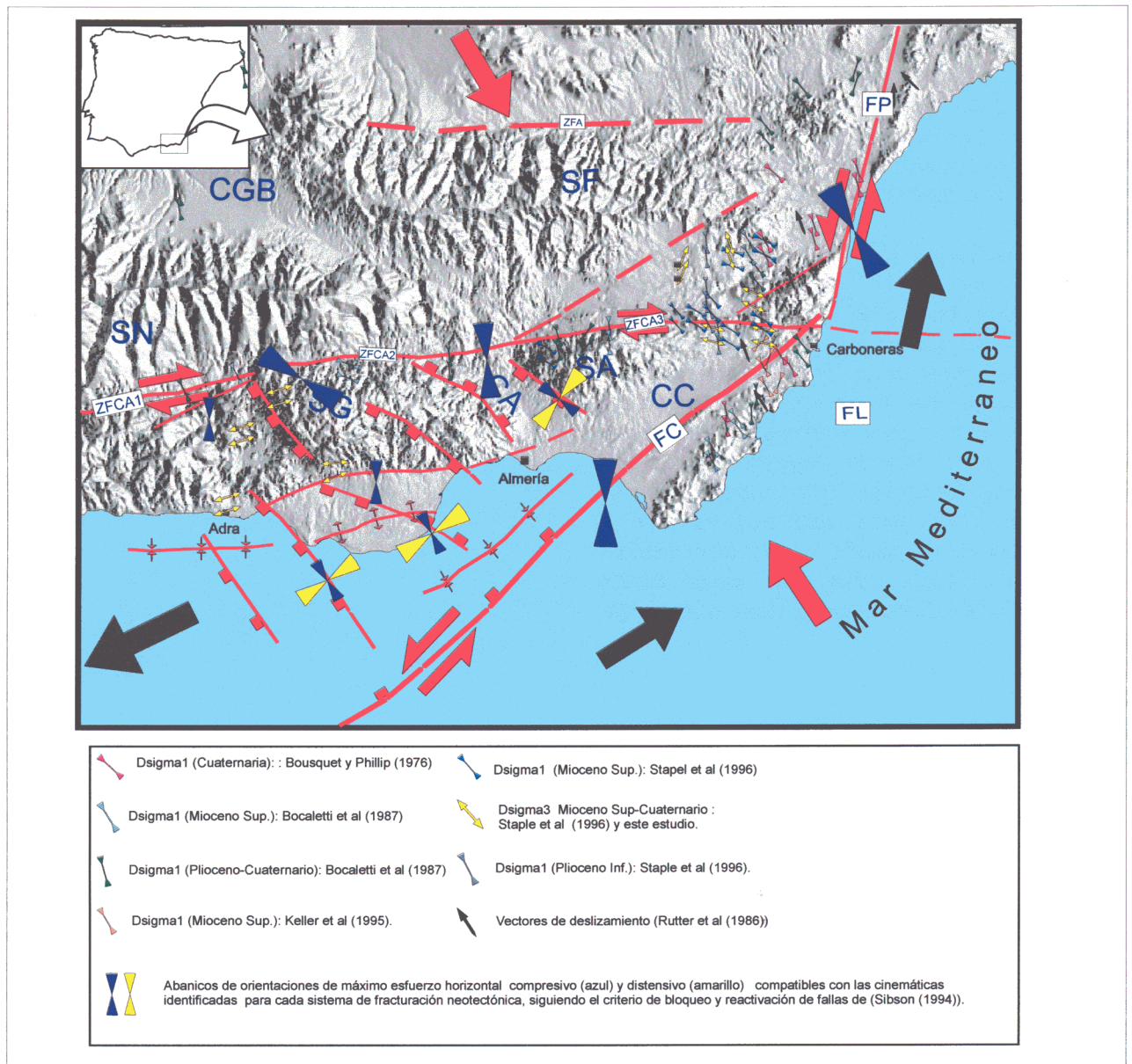
La cinemática normal de estas fallas requiere una dirección de extensión próxima a E-O, si bien el carácter en tijera de muchos de sus movimientos puede deberse a levantamientos diferenciales asociados a tectónica compresiva y no tanto a una tectónica extensional, tal y como ocurría con algunas fallas de este tipo estudiadas en el sector Lorca-Totana de la FAM.

La cinemática sinestrosa de estas fallas requiere una dirección de máximo esfuerzo compresivo entre N 170 y N 140.

-Pliegues ENE-OSO: Estos pliegues se observan a escala regional únicamente en el campo de Dalías, en la zona de plataforma continental y en el interior de la cuenca de Sorbas (Mapa 2). En todas las zonas afectan depósitos del Mioceno superior. Los depósitos pliocenos aprovecha los surcos de esos pliegues para rellenarlos (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). El Campo de Dalías además está afectado por una flexura de esa orientación que bascula los depósitos cuaternarios hacia el NNO (Goy y Zazo, 1984).

-Pliegues secundarios: En las proximidades de las fallas normales N 140 - 170 E son frecuentes pliegues menores, algunos cartografiables, como ocurre al Noreste de Almería (mapa 2), paralelos a la traza de las fallas. Estos pliegues parecen ser estructuras de acomodación de los materiales situados en los bloques hundidos por las citadas fallas más que estructuras asociadas a un régimen compresivo. Otro ejemplo es el sinclinal que estructura los conglomerados tortonienses al Norte de Berja.

Los pliegues de la zona de Almería afectan a materiales pliocenos mientras que el citado en la



**Fig. 3-14.** Representación en planta de las direcciones de esfuerzos horizontales extraídos de los antecedentes bibliográficos. Asimismo, se representan las direcciones de acortamiento horizontal que son coherentes con las cinemáticas observadas en los sistemas de fracturación neotectónica identificados en este estudio.

zona de Berja se encuentra fosilizado por el Cuaternario y deformado por las fallas N 45-50 sinestrosas.

#### -Resumen

Resumiendo las conclusiones principales que pueden obtenerse de este apartado, en la Fig. 3-14 se proyectan, sobre un esquema estructural del área, los datos de tipo dinámico extraídos de los antecedentes, junto con los obtenidos de la interpretación de la cartografía estructural y del análisis morfotectónico. El dato más significativo

que puede destacarse, es la coexistencia de campos de esfuerzos aparentemente incompatibles entre sí, desde el Tortonense hasta la actualidad como se desprende de las complicadas relaciones temporales existentes entre ellos.

La dirección de máximo acortamiento oscila entre NNE-SSO y NO-SE. Incluso considerando un abanico de orientaciones de reactivación de fallas preexistentes subverticales de entre 30 y 60° de ángulo, entre la falla y dirección de acortamiento, se requieren cambios en ésta para explicar todas las cinemáticas observadas.

La mayoría de los estudios previos realizados sobre las zonas de cizalla principales (FC, FP y ZFCA) coinciden en un cambio en la dirección de acortamiento de NO-SE a N-S a finales del Tortonense (ver sumario de la Fig. 3-11). Sin embargo, las orientaciones obtenidas durante el Plioceno y el Cuaternario son bastante confusas.

Otra conclusión importante es el reconocimiento de un mayor grado de complejidad tectónica en el bloque de corteza limitado por la ZFCA y la FC. En el interior de este bloque se reconoce el predominio de una actividad de carácter extensional afectando a los materiales neógenos y cuaternarios. Actividad coetánea con movimientos de desgarre transpresivos en los corredores que lo limitan. Este hecho fue uno de los factores principales que nos llevaron a estudiar con mayor detalle la estructura neotectónica y la tectónica activa en un sector situado en el interior de dicho bloque: zona Adra-Berja-Dalías.

**ABRIR CAPÍTULO 3.5**





**ABRIR CAPÍTULO 3.4**

*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

- 3.1. Situación y antecedentes de la Neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario
- 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas para el Sur de Almería

## **3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías**

- 3.5.1. Marco geológico y cartografía realizada
- 3.5.2. Antecedentes locales
- 3.5.3. Estratigrafía y evolución tectosedimentaria
- 3.5.4. Estructuras de deformación neógeno-cuaternarias
- 3.5.5. Indicios de Paleosismicidad
- 3.5.6. Análisis poblacional de la fracturación cuaternaria
- 3.5.7. Análisis morfotectónico del sector Adra-Berja-Dalías
- 3.5.8. Tasas de movimiento durante el período neotectónico
- 3.5.9. Evolución neotectónica del sector Adra-Berja-Dalías. Resumen y conclusiones





### 3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías

En este capítulo presentamos el estudio neotectónico realizado en el entorno de las localidades de Adra, Berja y Dalías. Esta zona resulta especialmente interesante tanto por la abundancia de estructuras que afectan a depósitos postmiocenos, como por la importante actividad sísmica ocurrida.

La zona Adra-Berja-Dalías ha sido afectada, solo en el período que va del año 1800 al año 1910, por al menos cuatro terremotos de intensidad (MSK) situada entre los grados VI y VII, cuatro eventos de intensidad entre VII y VIII y un terremoto acaecido en 1804 con intensidad MSK = IX que causó importantes pérdidas humanas y materiales. Por otra parte, la sismicidad instrumental de este sector se encuentra entre las más importantes de la Cordillera. En los años 1993 y 1994 se produjeron sendos terremotos de magnitudes  $M_b = 5.0$  que alcanzaron intensidad VI-VII.

Como se acaba de describir en el capítulo anterior, el sector Adra-Berja-Dalías (ver Mapa 6) se sitúa en una zona que presenta peculiaridades y diferencias significativas en relación con las deformaciones neotectónicas observadas en las zonas de falla más importantes de su entorno: ZFCA, FC y FP (Mapa 2).

#### 3.5.1. Marco geológico y cartografía realizada

En las Fig. 3-1 se muestra la situación de la zona estudiada. Como base de este estudio se ha realizado una cartografía de carácter neotectónico expresada en el mapa 6. La zona Adra-Berja-Dalías se sitúa entre las sierras de Gádor al Este y Contraviesa al Oeste constituidas por materiales metamórficos (fundamentalmente dolomías, cuarcitas, pizarras y filitas del complejo Alpujárride). La estructura alpina de dichas sierras se caracteriza por un apilamiento de mantos constituido de base a techo por: el manto de Lújar (que forma la mayor parte de la Sª de Gádor), el manto de Alcázar, el manto de Murtas y en la posición más alta el manto de Adra (ITGE, 1983 a y e).

Entre las depresiones de Adra y Dalías se sitúa como prolongación de la Sª de Gádor, la Sª

Alhamedilla, constituida al igual que la primera por materiales del manto de Lújar.

Las localidades de Berja y Dalías se sitúan en el centro de sendas depresiones de forma triangular rellenas de materiales aluviales cuaternarios. Al Este de Adra se sitúa la depresión de mismo nombre donde el río Adra forma un delta en su desembocadura al Mar de Alborán. Al Sureste de las sierras de Alhamedilla y de Gádor se abre el campo de Dalías cubierto por materiales cuaternarios procedentes de la erosión de las sierras.

Desde un punto de vista morfológico destaca el abrupto límite occidental de la Sª de Gádor que presenta una morfología lineal NO-SE. Los límites de las sierras Contraviesa y Alhamedilla son bastante más suaves.

En la cartografía realizada (Mapa 6) se han representado como unidades cartográficas principales los materiales de: -A: Basamento alpujárride; -B: Mioceno superior; -C: Plioceno; -D: Cuaternario.

Por lo que se refiere al basamento, con el fin de detectar posibles movimientos verticales que afecten sus posiciones relativas, se han distinguido como unidades cartográficas: el manto tectónicamente más alto (Adra), el más bajo (Lújar) y los intermedios (Alcázar y Murtas).

Los depósitos miocenos están escasamente representados, y solo aparecen restos aislados de edad tortoniense al Norte de Berja y en el borde Sur de las sierras de Alhamedilla y Gádor.

El Plioceno solo aparece en las cercanías de Adra al Este del cauce del río y en afloramientos aislados al Oeste del Campo de Dalías.

Por último, el Cuaternario está ampliamente representado en la cartografía aunque una parte

importante de ellos es indiferenciable en cuanto a edad.

Se han representado en el mapa únicamente aquellas estructuras que están afectando y/o controlando los materiales de edad Mioceno superior o posterior, además de los límites entre las unidades cabalgantes. Asimismo, se han representado trazas de direcciones predominantes de las capas, algunos caracteres morfológicos, utilizados como indicativos de actividad reciente (cotas topográficas de depresiones cuaternarias, escarpes anómalos y capturas). Por último, se han incluido algunos puntos de localización de observaciones fenomenológicas de tipo hidrogeológico que serán utilizadas en el capítulo de sismotectónica.

#### **3.5.2. Antecedentes locales**

Ya en el inicio del capítulo 3 se expusieron los principales antecedentes acerca de la neotectónica y tectónica activa del Sur de Almería. Aquí describimos los antecedentes de carácter más local relacionados con la tectónica reciente en la zona Adra-Berja-Dalías.

Fourniguet (1975) fue el primero en describir y estudiar como tales, deformaciones en materiales pliocenos y cuaternarios de esta zona. Describe varias fallas de dirección N-S y NNO-SSE que rompen depósitos pliocenos, así como basculamientos que afectan a depósitos marinos pleistocenos en la franja litoral del Campo Dalías, donde además identifica fallas afectando al cuaternario con saltos de más de 20 m.

En ITGE (1983e) se cartografían cuatro niveles de terrazas marinas y tres niveles de glaciares pleistocenos procedentes de las sierras Alhamedilla y Contraviesa que son progresivamente más altos cuanto más antiguos. También cartografían numerosas fallas normales de dirección NNO-SSE a NO-SE afectando materiales pliocenos y cuaternarios.

Page (1991) estudia las deformaciones miocenas en el sector Norte de Berja y deduce la continuidad entre los afloramientos miocenos aislados de Berja, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamedilla. Interpreta la existencia durante el Mioceno superior de una cuenca sedimentaria que cubría

toda la zona desde la depresión de Ugíjar hasta el Mar de Alborán.

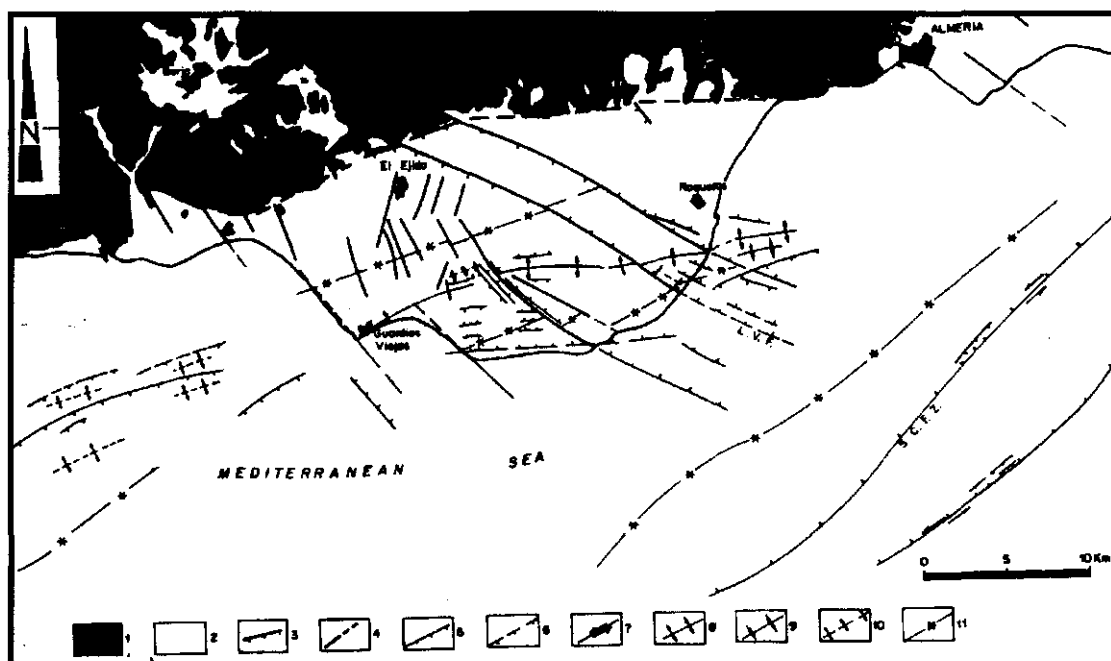
Hillaire-Marcel et al. (1986) y Somoza et al. (1987) datan y analizan tectónicamente varias muestras recogidas en los distintos niveles marinos levantados en el litoral de Campo Dalías. A partir de esas dataciones identifican varios episodios de máxima elevación del nivel del mar. Asimismo, observan que mismos niveles están a cotas diferentes a lo largo del litoral. Detectan que el campo de Dalías ha sufrido una elevación en determinados puntos en función de la actividad de fallas.

Goy y Zazo (1984 y 1986) estudian el cuaternario en el litoral de la provincia de Almería, y en la zona de Campo Dalías deducen la existencia de siete generaciones de abanicos aluviales al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor y ocho niveles marinos pleistocenos que ya habían sido parcialmente estudiados en ITGE, (1983e). Estos niveles se sitúan a 90, 78, 40, 29, 18, 14, 6 y 2 m. Identifican deformaciones en estos niveles causadas por la actuación de fallas normales N 120, N 140-160 y N 20. Asimismo, identifican una flexura ENE-OSO que afecta al Cuaternario del Campo Dalías. Los cuatro niveles tirrenienses (con contenido de *Strombus Bubonius*) se sitúan a cotas progresivamente más bajas hacia el Este. La máxima elevación (18 m) del primer nivel tirreniense se alcanza en Guardias Viejas, en el extremo occidental de Campo Dalías. La cota más baja (10-12 m) se sitúa en el extremo oriental cerca de Roquetas.

La disposición de los niveles marinos y las formaciones continentales lleva a estos autores a interpretar una evolución en la que la regresión pliocena generalizada fue interrumpida por pequeños avances del mar durante el Cuaternario. Durante el Pleistoceno medio se generan flexiones bajo régimen compresivo que favorece basculamientos. A partir del Pleistoceno medio predomina la tectónica extensional generando las fallas antes descritas.

De la geometría de los abanicos aluviales deducen que la velocidad de levantamiento de la S<sup>a</sup> de Gádor es superior al poder de excavación de los barrancos durante parte del Pleistoceno. Después esta tendencia se amortigua.

Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) identifican varios sistemas de fracturación activos



**Fig. 3-15.** Mapa de las estructuras que afectan a los depósitos del neógeno y cuaternarios en el sector de campo Dalías y plataforma continental adyacente, deducidas por Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993). SCFZ. Falla de Carboneras; 1. Zonas Internas; 2. Depósitos neógenos y cuaternarios; 3. Fallas normales; 4. Fallas supuestas; 5. Fallas inversas; 6. Fallas inversas supuestas; 7. Fallas de desgarre; 8, 9 y 10. Ejes de pliegues anticlinal sinclinal y supuesto; 11. Surco sedimentario.

durante el Mioceno superior y el Pliocuatrnario tanto en la zona de costa como en la plataforma. Identifican la continuidad en el mar de la zona de falla de Carboneras hacia el Suroeste. En la zona del Campo de Dalías identifican una estructura anticlinal N 70-80 al Sur de Roquetas que deforma los depósitos cuaternarios superficiales. En las líneas sísmicas observan que esa antifforma controla la potencia de los depósitos pliocenos (Fig. 3-15). Este pliegue afecta a los materiales tortonienses pero no a los messinienses ni a los pliocenos que aprovechan para su depósito el paleorelieve creado. Los mayores espesores de depósitos pliocenos y miocenos se encuentran adosados al Norte de ese pliegue y junto a la FC. Transversalmente a estos depocentros, y afectando ya a los depósitos messinienses y pliocenos identifican numerosas fallas normales N 120 tanto en Campo de Dalías como en la zona de plataforma. Algunas de esas fallas afectan a los depósitos cuaternarios más superficiales y alcanzan longitudes superiores a los 20 Km, ver por ejemplo la falla de la Loma del Viento.

Más al Norte, describen que el campo compresivo con acortamiento N-S que generó el plegamiento de los depósitos tortonienses elevó, al final del Mioceno, la S<sup>a</sup> de Gador, reactivando

las fallas N 90 y N 60 que la limitan por el sur. Al mismo tiempo, se generó un surco de sedimentación potente adosado a la FC. Posteriormente, durante el Plioceno a esta fase, y siempre según Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993), siguió una fase distensiva que reactivó fallas N 70-90 y generó fuerte subsidencia. Esta fase es sincrónica con el levantamiento de las sierras próximas. Finalmente durante el Cuaternario vuelven a reconocer una compresión N-S que genera las fallas N 120 que cortan los depósitos pliocenos y cuaternarios. No explican, sin embargo, la causa de la cinemática normal de estas fallas.

En el mapa de la plataforma continental (Baena et al., 1982) al Sur de Dalías se representan numerosas fracturas de dirección N 160-180 de tipo normal que afectan a depósitos pliocenos y cuaternarios así como pliegues de dirección E-O a NE-SO (mapa 2). Una de las fallas más importantes sería la que con dirección N 160 controla la morfología de la costa entre Adra y El Ejido. Esta falla se correspondería con la falla de Balanegra (Fourniguet, 1975) que deforma depósitos recientes en ese sector de la costa.

### 3.5.3. Estratigrafía y evolución neotectosedimentaria

En la Fig. 3-16 se muestra la columna estratigráfica sintética realizada que resume la serie de materiales neógenos y cuaternarios cartografiados en este sector. Los materiales neógenos y cuaternarios se dividen en tres unidades tectosedimentarias mayores (-a: Mioceno superior, -b: plioceno y -c: cuaternario). Los materiales de estas unidades yacen discordantes sobre los distintos mantos alpujárrides que forman el basamento en esta zona.

#### 3.5.3.1. Mioceno superior

Únicamente se conservan retazos de depósitos de edad Tortoniense al Norte de Berja y en el borde Sureste de S<sup>a</sup> Alhamedilla. A escala más regional se conservan restos de materiales tortonienses a grandes alturas en el interior de la S<sup>a</sup> de Gádor (mapa 6). Al Norte de Berja consisten en conglomerados marinos de facies litoral o infralitoral compuestos por cantos de calizas y dolomías de manto de Murtas. En el borde Sureste de S<sup>a</sup> Alhamedilla y en el interior de S<sup>a</sup> de Gádor el Tortoniense está representado por

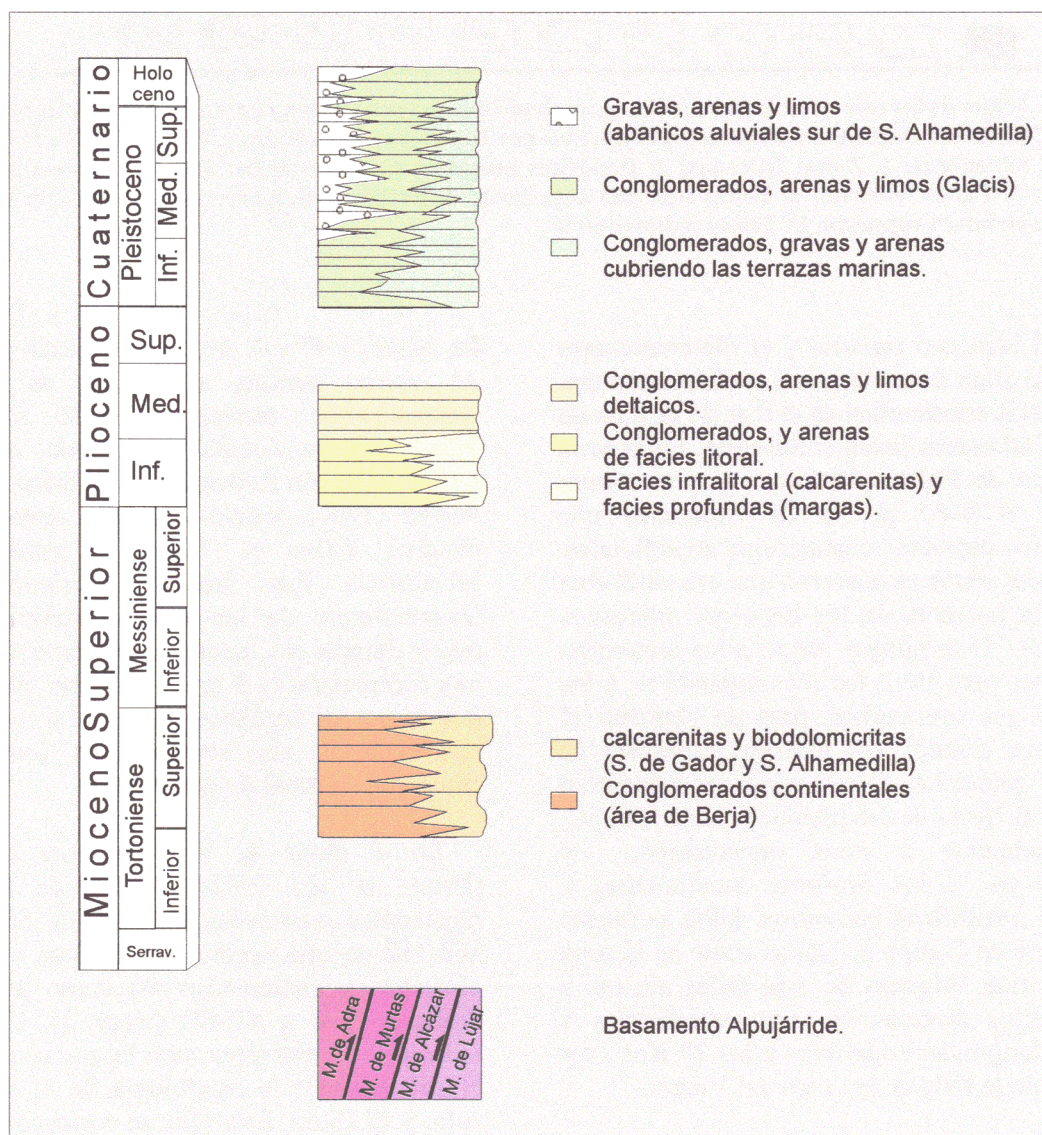


Fig. 3-16. Columna estratigráfica sintética en la que se muestran la sucesión de depósitos neógenos y cuaternarios que aparecen en la zona Adra-Berja-Dalías.



biodolomicritas y calcarenitas con cantos alpujárides. Es muy interesante el hecho de que los afloramientos de Tortoniense situados sobre la Sª de Gádor se sitúan actualmente a alturas progresivamente más bajas desde el borde Sur de Sª de Gádor hacia la localidad de Adra situada al Este.

### 3.5.3.2. Plioceno

Los depósitos pliocenos se sitúan bordeando la zona litoral y entran en la depresión de Adra siguiendo el valle del río Adra. En el entorno de este río se puede distinguir un tramo inferior de más de 30 m de potencia formado por arenas y conglomerados con cantos de cuarzo redondeados. Este tramo presenta una estratificación poco marcada y pasa gradualmente hacia techo a facies típicamente deltaica con más de 15 m de conglomerados, arenas y limos. Los conglomerados presentan una granulometría muy variada de cantos metamórficos poco rodados. La fauna marina presente indica una edad Plioceno inferior-medio (ITGE, 1983e).

Se trata de los depósitos de un antiguo delta plioceno formado por el antiguo río Adra que rellenaba la depresión situada al Este de su cauce actual. Las dimensiones del delta indican una mayor actividad sedimentaria de dicho río durante el Plioceno.

En la zona de litoral junto al Campo de Dalías se observan depósitos pliocenos de facies infralitorales (calcarenitas) y facies profunda (margas) que afloran allí donde la erosión de los depósitos cuaternarios lo permite. La facies infralitoral se depositó entre 5 y 30 m de profundidad (ITGE, 1983e) y en la actualidad alcanza junto a Balanegra los 50 m de cota. La facies profunda se depositaría entre 30 y 60 m de profundidad y ahora en el entorno de Balanegra se sitúa a más de 25 m de cota.

### 3.5.3.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios pueden separarse claramente en facies y formaciones superficiales marinas y facies y formaciones superficiales cuaternarias.

### Formaciones marinas

Las formaciones marinas (cartografiadas en el mapa 6, junto con los depósitos del delta actual del río Adra) se sitúan formando una orla que bordea el litoral actual. Se identifican cuatro niveles de terrazas marinas en el entorno de Adra, desde el Villafranquiense hasta el Tirreniense (según las dataciones de Fourniguet (1975)). En la zona del Campo de Dalías, Goy y Zazo (1986) identificaron hasta ocho niveles de terrazas marinas durante el Pleistoceno situándose la más alta (Pleistoceno inferior) a 90 de cota y la más baja, ya holocena, a 2 m.

En la cartografía realizada en ITGE (1983e) es muy interesante notar que los cuatro niveles de terrazas marinas que identifica al Oeste de la localidad de Adra tienen sus equivalentes al otro lado del delta del río junto a Balanegra pero situados a mayor altura:

- El nivel Eotirreniense se encuentra a 25-30 m de cota al Oeste de Adra y a 60-65 m en la zona de Balanegra.
- El nivel Eutirreniense se sitúa a 8-10 m al Oeste y 25-30 m al Este.
- El nivel Neotirreniense se sitúa a 1-2 m al Oeste de Adra y a 3-5 m en la zona de Balanegra.
- El nivel Siciliense (el más antiguo) aparece hundido a cotas inferiores en el sector intermedio entre Adra y Campo de Dalías.

Las edades asumibles para estos niveles de terrazas son difíciles de precisar. Cuando posteriormente se realicen los cálculos de tasas de movimiento se considerarán al Eutirreniense y Neotirreniense como el Tirreniense en el sentido de Goy y Zazo (1986). Esto es, como el Tirreniense que presenta contenido de *Strombus Bobonius*, y que de acuerdo con las edades isotópicas obtenidas en el litoral mediterráneo, incluye temporalmente parte del Pleistoceno medio y superior. En la Fig. 3-10 se muestra la posición relativa de los episodios tirrenienses. El primer episodio situado junto a Guardias Viejas alcanza los 18 m y es equivalente al descrito por ITGE (1983e) al Este de Adra.

### Formaciones continentales

Los depósitos continentales son de carácter fundamentalmente aluvial y fluvial. Entre estos aparecen abanicos aluviales, glacia, depósitos de terrazas fluviales y ramblas, depósitos del delta



actual del río Adra y rellenos aluviales de depresiones intramontañosas en hundimiento. Estas depresiones aparecen rellenas tanto por depósitos de rambla como por abanicos aluviales y coluviones.

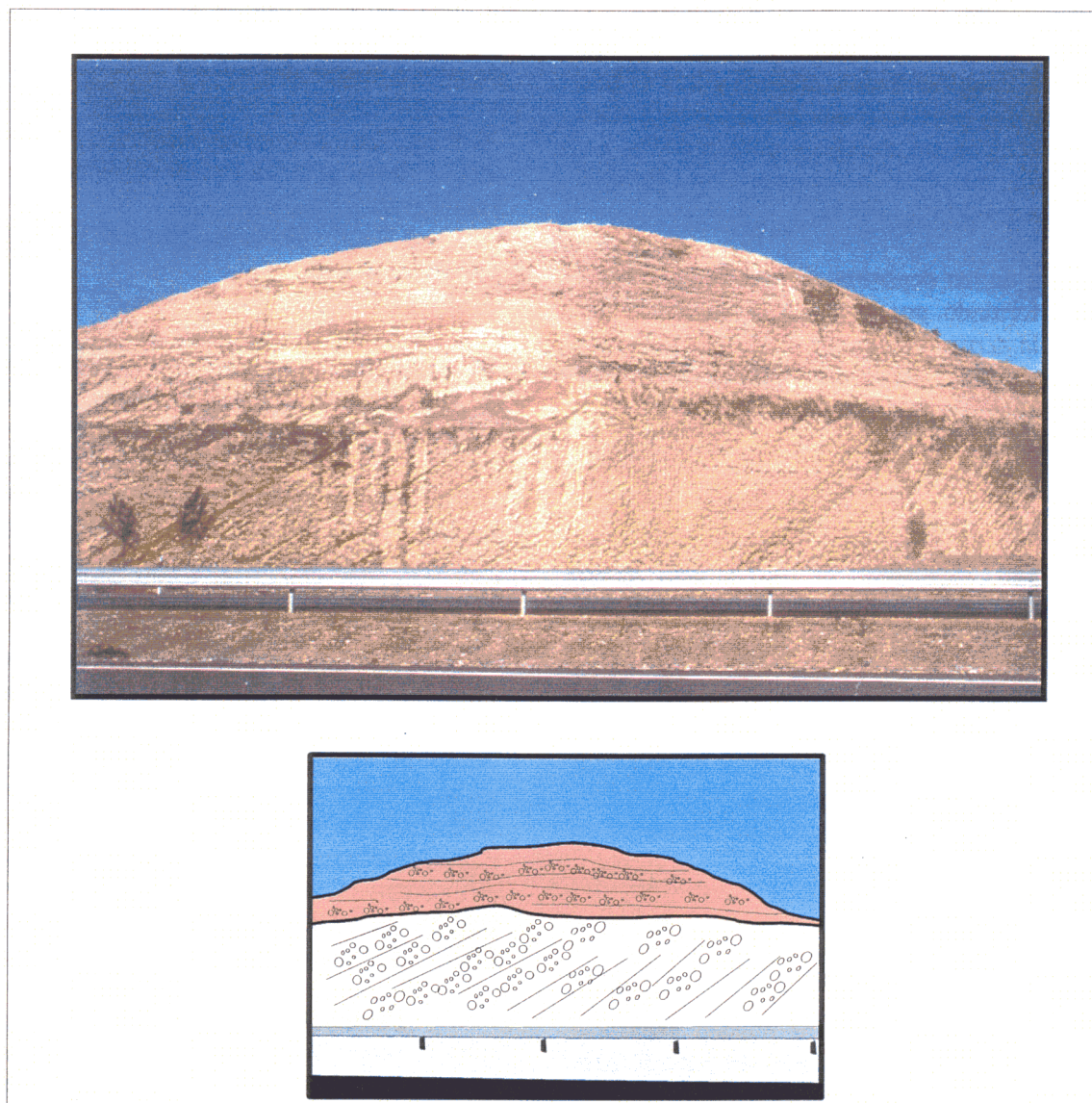
Se han diferenciado seis generaciones de abanicos aluviales situados al pie de las sierras de Alhamedilla y Gádor. Goy y Zazo (1984) identificaron en este área hasta 7 generaciones de abanicos aluviales asociados temporalmente a los 8 niveles de terrazas marinas pleistocenas.

Por lo que se refiere a los glacia, hemos observado tres niveles de glacia al Sur y Sureste de S<sup>a</sup> Alhamedilla compuestos por gravas, conglomerados, arenas y limos procedentes del desmantelamiento erosivo de las sierras de

Contraviesa y Alhamedilla. En la cartografía del ITGE (1983 a y e) se correlacionan estos niveles de glacia con las etapas de formación de las terrazas marinas de modo que sus edades se situarían en el Pleistoceno:

-A. El glacia más antiguo (Pleistoceno inferior) llega a estar a 210 m de altura. Aparece en retazos aislados por la erosión al Suroeste de S<sup>a</sup> Alhamedilla. En las laderas escarpadas del río Grande quedan restos colgados a modo de hombreras.

-B. El glacia intermedio (Pleistoceno medio) se sitúa entre la cota 45 y 90 m. En algunos puntos se sitúan claramente en discordancia sobre los depósitos pliocenos deltaicos (Fig. 3-17)



**Fig. 3-17.** Fotografía del contacto discordante que separa las gravas pliocenas deltaicas de los depósitos aluviales pleistocenos suprayacentes, al norte de la localidad de Adra.

-C. La superficie de glacis más moderna (Pleistoceno superior) se sitúa entre 15 y 40 m. Lateralmente se articula con el nivel marino Eutirreniense.

Finalmente, los depósitos de Cuaternario indiferenciado aparecen rellenando las depresiones intramontañosas de Berja y Dalías, así como numerosas depresiones situadas en el techo de S<sup>a</sup> Alhamedilla.

#### 3.5.3.4. Evolución Tectosedimentaria

La disposición, edad y naturaleza de los depósitos neógenos y cuaternarios en el entorno Adra-Berja-Dalías aporta una serie de evidencias tectosedimentarias que pueden resumirse en los siguientes puntos:

-1: Durante el Tortonense buena parte de las sierras de Gádor y Alhamedilla no existían como tales. Estaban cubiertas por un mar poco profundo en el que se depositaban conglomerados y calcarenitas procedentes de la erosión de macizos alpujárrides situados al Oeste de la zona.

-2: Durante el Messiniense no se produce sedimentación en el área continental actual. La sedimentación se restringe al Sur de las sierras. Esto puede ser el indicio del comienzo de la elevación de las actuales sierras de Alhamedilla y Gádor. La S<sup>a</sup> de Contraviesa ya existía como relieve durante el Tortonense. La actividad de fallas N 70 originan hundimientos de bloques situados al Sureste de las sierras Alhamedilla y de Gádor.

-3: La sedimentación no se reactiva en la zona continental actual hasta el Plioceno inferior, cuando la transgresión pliocena induce la formación de un delta en la desembocadura del río Adra. En la zona litoral se sedimentan depósitos marinos bordeando el relieve de S<sup>a</sup> Alhamedilla.

-4: A partir del Plioceno medio comienza una regresión general que da lugar a la formación de terrazas marinas en las zonas de acantilado. Se forman también superficies de glacis que, bajando de S<sup>a</sup> Alhamedilla y de S<sup>a</sup> Contraviesa, cubren los depósitos del delta plioceno previamente deformado y basculado hacia el Sureste.

Durante el Cuaternario, sucesivos ciclos de variación de nivel del mar, generan las terrazas marinas y los tres niveles de glacis cada vez más bajos.

A partir del Pleistoceno inferior la erosión de S<sup>a</sup> Alhamedilla da lugar a seis generaciones de abanicos que nacen del frente de montaña que limita la sierra por el Sur. Los abanicos aluviales mas modernos van solapándose aguas abajo sobre los más antiguos.

-5: Durante el Pleistoceno superior y Holoceno predominan los efectos erosivos de la disección fluvial. Sin embargo, en el interior de las sierras se generan depresiones por hundimientos de bloques limitados por fallas, que se rellenan con depósitos de rambla, coluviones y derrubios. Algunas de estas depresiones han podido quedar, durante cortos periodos de tiempo, bajo régimen endorreico. Entre estas depresiones destaca la cuenca de Berja rellena con potentes depósitos aluviales.

#### **3.5.4. Estructuras de deformación neógeno-cuaternarias**

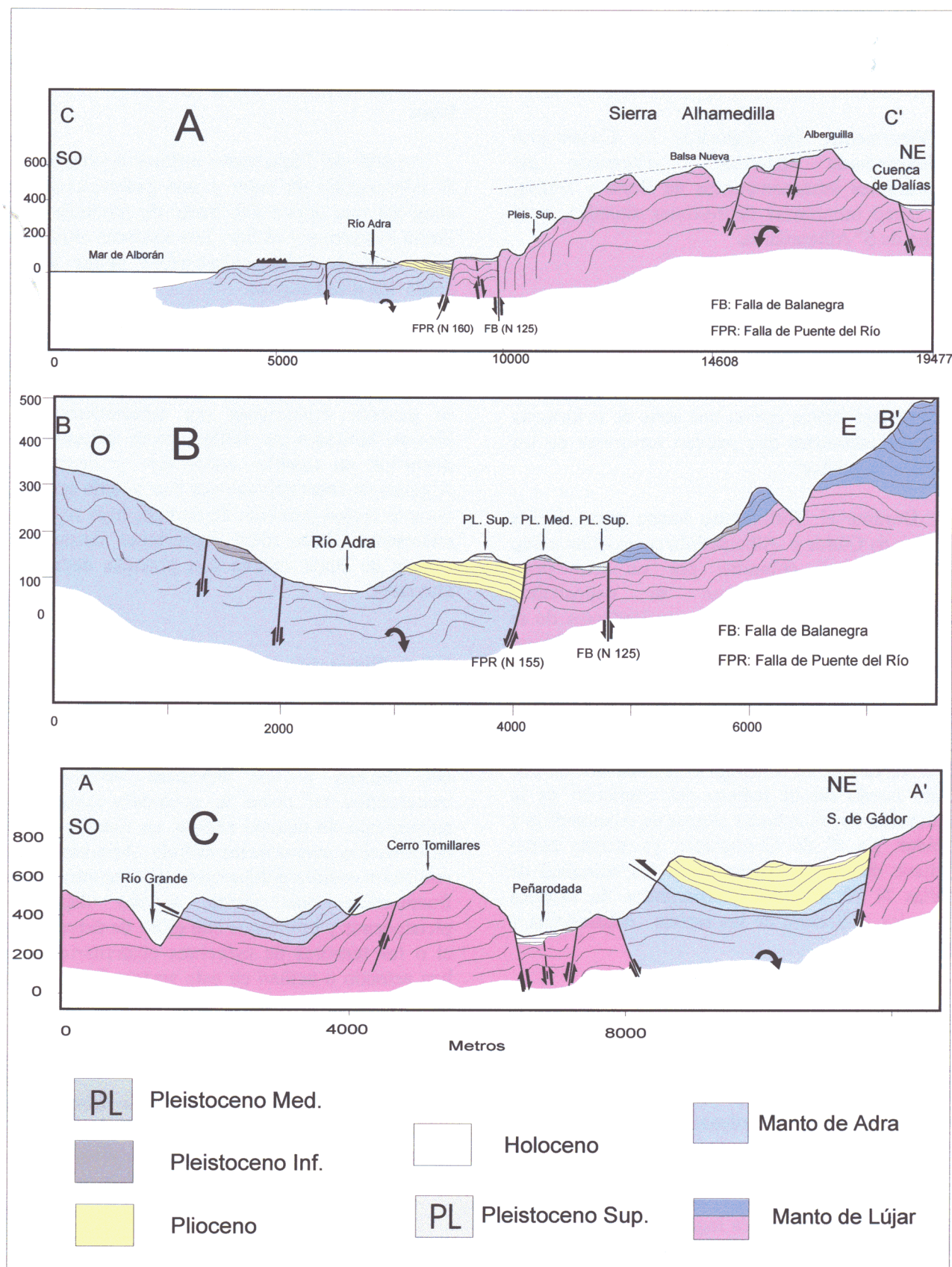
En este capítulo se describen las estructuras que afectan a los depósitos neógenos y cuaternarios así como la geometría actual del apilamiento de mantos alpinos en función de la deformación neotectónica sufrida. Asimismo, se realiza un estudio poblacional del conjunto de la fracturación que afecta a los depósitos pleistocenos y holocenos con el fin de determinar el o los tensores de esfuerzos cuaternarios que han actuado o actúan en este sector. Después se realiza un análisis del relieve de la zona y su relación genética con la fracturación reciente y su cinemática.

En la figura 3-18 se presentan tres cortes geológicos cuyas localizaciones y orientaciones se muestran en el mapa 6. En ellos puede observarse la estructuración general de la zona.

##### 3.5.4.1. Estructura del basamento

El basamento en el sector Adra-Berja-Dalías está estructurado en cuatro mantos de





**Fig. 3-18.** Cortes geológicos atravesando el sector Adra-Berja-Dalías. Ver situación en mapa 6. Se indica la cinemática de edad neotectónica de las fallas y los movimientos de rotación de bloques que inducen.

cabalgamiento alpujárrides de más inferior a superior: Lújar, Alcázar, Murtas y Adra. El emplazamiento de estos mantos se produciría en tiempos preburdigalienses (Aldaya, 1969). Como puede apreciarse en los cortes geológicos (Fig. 3-18) la tectónica postburdigaliense, mediante la actividad de fallas normales, ha hundido y levantado fragmentos de los distintos mantos. Al Norte de Berja los materiales que forman los mantos de Alcázar y Murtas se encuentran hundidos por fallas normales NO-SE que los sitúan a la misma altura o por debajo de los materiales del manto de Lújar (Fig. 3-18c).

Este mismo fenómeno se observa con respecto al manto de Adra (figs. 3-18 a y b). Fallas de orientación N 160 normales hunden los materiales del manto de Adra por debajo del nivel de los del manto de Lújar.

Estas estructuras son observables en el mapa 6 donde es evidente al Norte y Noroeste de Adra. Allí los materiales de los mantos de Alcázar y Murtas están afectados por fallas NO-SE que los sitúan en las zonas deprimidas de una estructura de *horsts* y *grabens*.

#### 3.5.4.2. Estructura de los materiales del Mioceno superior.

El Mioceno superior aparece únicamente representado por los restos de conglomerados y calcarenitas tortonienses que aparecen en pequeños afloramientos desconectados entre sí. El mayor de ellos (situado al Norte de Berja) se encuentra deformado por un plegamiento sinclinal con eje NO-SE (mapa 6). La formación del sinclinal parece no estar asociada a un acortamiento E-O sino que se trata de un pliegue de adaptación al movimiento normal de las fallas que limitan por el Oeste la Sª de Gádor (Fig. 3-18c). La actuación de fallas normales N 140 con buzamientos opuestos (antitéticas y sintéticas) genera rotaciones de bloques que en este caso ayudan a conformar la estructura sinclinal.

En la franja situada entre Berja y la depresión de Ugijar estos conglomerados están afectados por una tectónica compresiva a través de pliegues NE-SO y fallas de desgarre sinestroso N 45-50 una de las cuales genera un arrastre importante en el sinclinal antes citado (Mapa 6). Estas estructuras compresivas son más evidentes cuanto más nos acercamos al corredor de las

Alpujarras (en este sector depresión de Ugijar).

Los materiales tortonienses situados a lo largo del borde Sureste de la Sª Alhamedilla presentan grados de deformación muy variables. Algunos aparecen casi horizontales mientras que los que se encuentran implicados en la zona de falla del borde de la sierra aparecen plegados y densamente fracturados. La zona de falla del borde Sur de S. Alhamedilla presenta una estructuración complicada con numerosas superficies de deslizamiento de pequeña longitud. Predominan las fallas N 70 con saltos verticales y fallas secundarias N 120-140 normales que se relevan lateralmente. La conexión de los afloramientos aislados de Tortoniense parece dibujar un pliegue en rodilla asociado al levantamiento de la sierra en relación con el Campo de Dalías debido a la actividad de las fallas N 70. La actividad normal de las fallas N 120, entre las que destaca la falla de la Loma del Viento rompe la estructura de la zona de falla del borde de S. Alhamedilla.

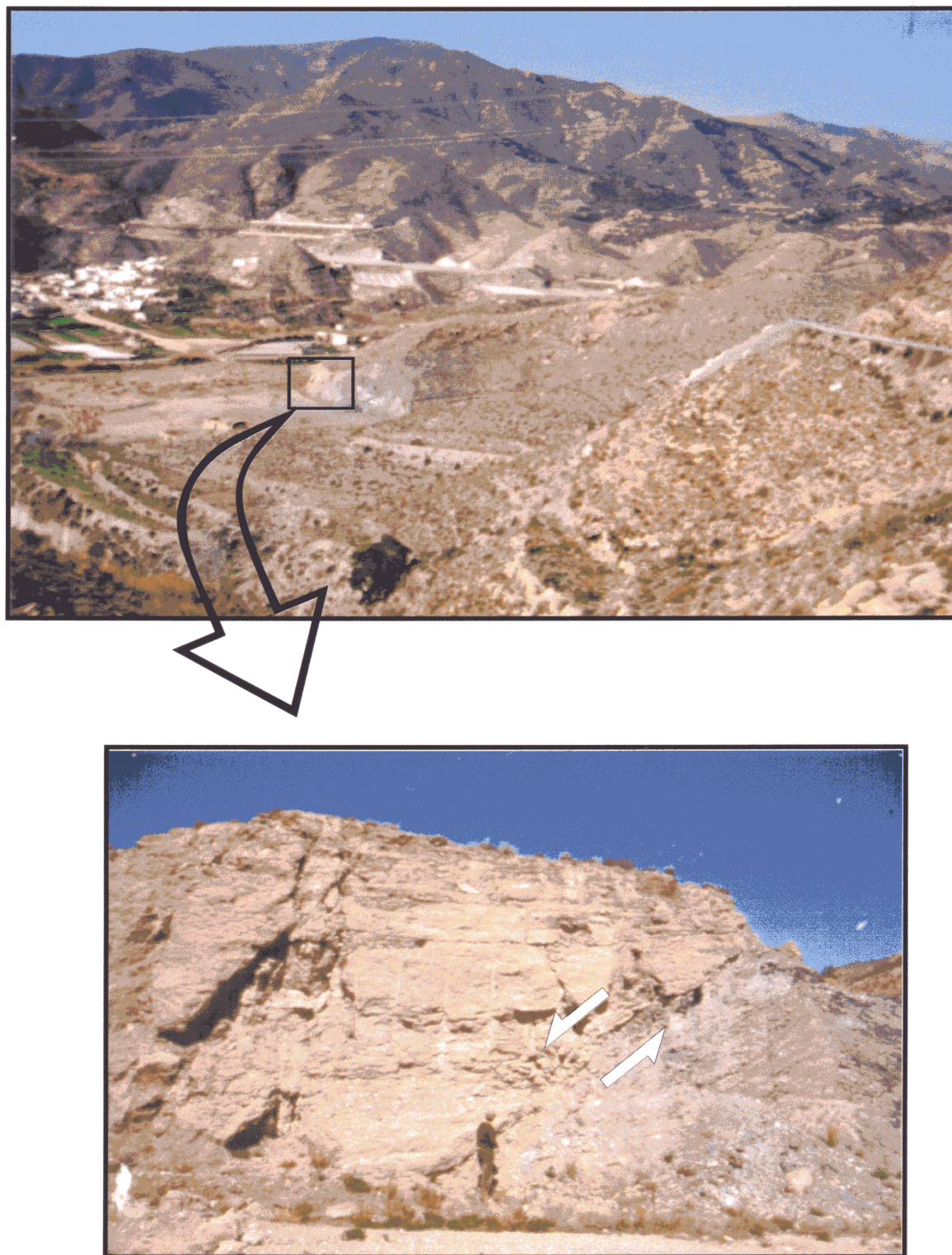
En algunos puntos como ocurre al Sur de Las Quebras la combinación de fallas N 140 normales forma estructuras tipo *horst* que hacen emerger bloques de calcarenitas entre materiales pleistocenos.

#### 3.5.4.3. Estructura de los materiales del plioceno.

Los depósitos pliocenos litorales y deltaicos del antiguo delta del río Adra aparecen claramente basculados hacia el SE debido a la actividad de fallas normales N 125 y N 155 (Fig. 3-18 a y b). Entre estas fallas destaca la del Puente del Río. En la Fig. 3-19 se observa en planta y en corte una de las fallas N 155 (falla de río Chico) que deforma y bascula la serie pliocena. Estas fallas presentan una cinemática normal con movimiento en tijera que provoca hundimientos a modo de teclas de piano lo que explica el basculamiento en una dirección casi paralela a la de las fallas.

Algo más al Este, se ha observado que la falla de Balanegra levanta los depósitos pliocenos infralitorales y profundos entre 55 y 85 m desde su posición probable de depósito. Esta falla controla la forma de la costa. Llegan a aflorar en tierra algunas fallas paralelas a la misma con sal-





**Fig. 3-19.** Falla N 155 normal en las proximidades del Río Adra afectando depósitos pliocenos deltaicos y separándolos de las filitas grises paleozoicas. El movimiento en tijera de estas fallas induce el basculamiento de los depósitos deltaicos pliocenos (ver mapa 6).

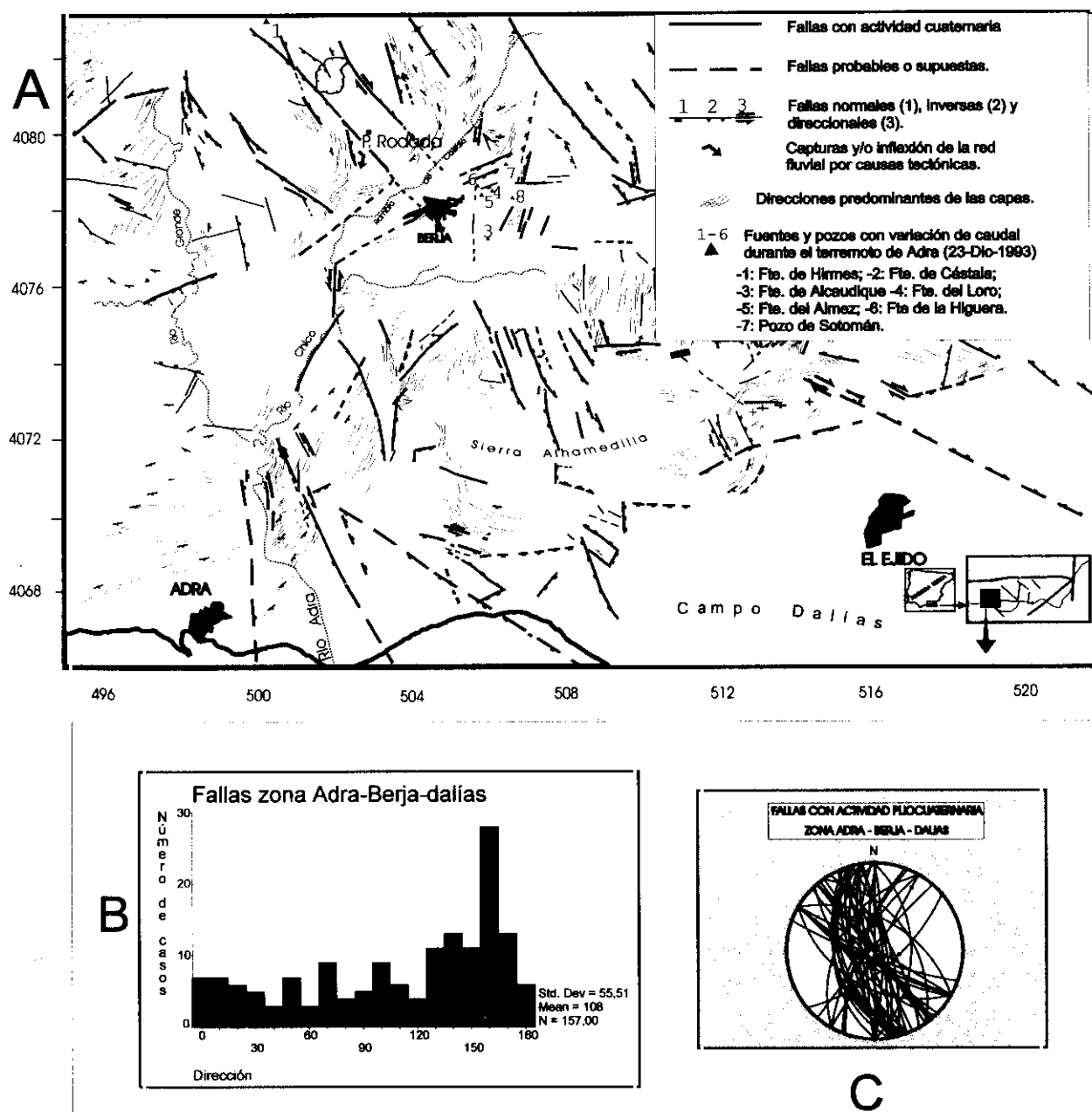
tos postpliocenos verticales importantes que fueron ya puestos de manifiesto por (Fourniguet, 1975).

#### 3.5.4.4. Estructura de los materiales cuaternarios.

Son muy numerosos los puntos donde se aprecian fallas afectando a depósitos cuaternarios tanto marinos como continentales. En los trabajos

de Fourniguet (1975), ITGE (1983e) y Goy y Zazo (1984) se describen las fracturas que afectan al Cuaternario marino de la zona. Por ello se ha centrado el estudio cinemático en las fallas que afectan a los depósitos cuaternarios continentales.

En la Fig. 3-20 se han extraído de la cartografía para una mejor observación las fracturas que afectan y/o controlan la



**Fig. 3-20.** Mapa de fracturación reciente que deforma y/o controla la posición y depósito de los materiales cuaternarios en el sector Adra-Berja-Dalías. En la parte inferior se muestra un histograma de direcciones y una proyección estereográfica de dicha fracturación. Puede observarse el predominio de fallas N 140 - 170 que presentan movimientos normales y normal-direccionales.



sedimentación de los materiales aluviales cuaternarios. La observación de esta figura muestra la existencia de dos sistemas de fracturación principales. Uno N 155-160 y otro N 125-140 que resaltan en el histograma de orientaciones del conjunto de la fracturación cuaternaria (tanto la cartografiada como la medida en los diferentes afloramientos estudiados (Fig. 3-20b)). En esta figura se aprecian dos máximos a N 140 y N 160. También se observan otras dos orientaciones que sobresalen, la N 70 y N 100. La mayoría de estas fallas se sitúan en el borde Sureste de S<sup>a</sup> Alhamedilla y el entorno de Berja.

### Deformación de los depósitos de glacia

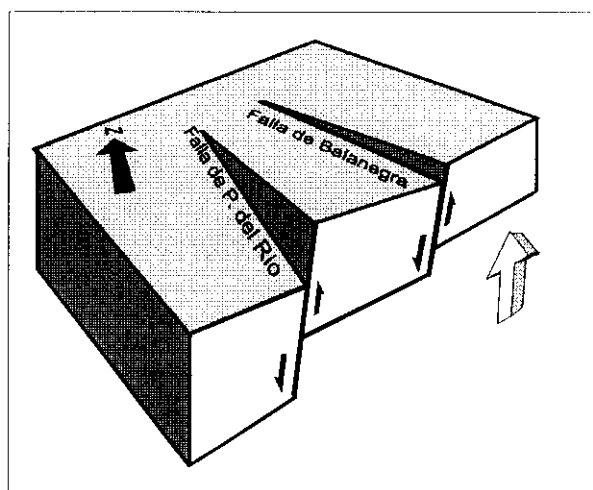
La mayoría de las fallas descritas presentan cinemáticas normales bastante puras con cabeceos próximos a 90°. En el entorno del río Adra afectan a los glacia pleistocenos. Estos glacia cubren en discordancia los depósitos pliocenos basculados (Fig. 3-18) así como bloques de basamento levantados en los que el plioceno deltaico ha desaparecido por erosión. Este hecho se aprecia claramente en la cartografía del bloque levantado por la falla de Puente del Río (mapa 6).

Un poco más al Este (unos 2 Km al NO de Balanegra) la articulación de un segmento de la falla de Balanegra con otra paralela a ella y con una falla N 60 forma un bloque paralelepípedo que emerge a modo de *horst* limitado por fallas normales en medio de uno de los glacia.

Los tres niveles de glacia pleistocenos descritos con anterioridad se encuentran dispuestos de forma escalonada hacia el SO desde el borde de S<sup>a</sup> Alhamedilla. En este sector, desde el glacia más antiguo y más alto al glacia más moderno y bajo llega a haber una diferencia de cota de más de 200 m. Parece que la estructura y cinemática a modo de teclas de piano con hundimientos hacia el Oeste y Sureste identificada en los materiales pliocenos se continúa a lo largo del Cuaternario. El límite oriental de esta zona de deformación compleja es la falla de Balanegra. Al Este de su traza el glacia intermedio presenta una menor deformación.

En la Fig. 3-21 se representa un sencillo modelo cinemático del tipo de deformación que

afecta al plioceno y a los glacia pleistocenos entre Adra y Balanegra.



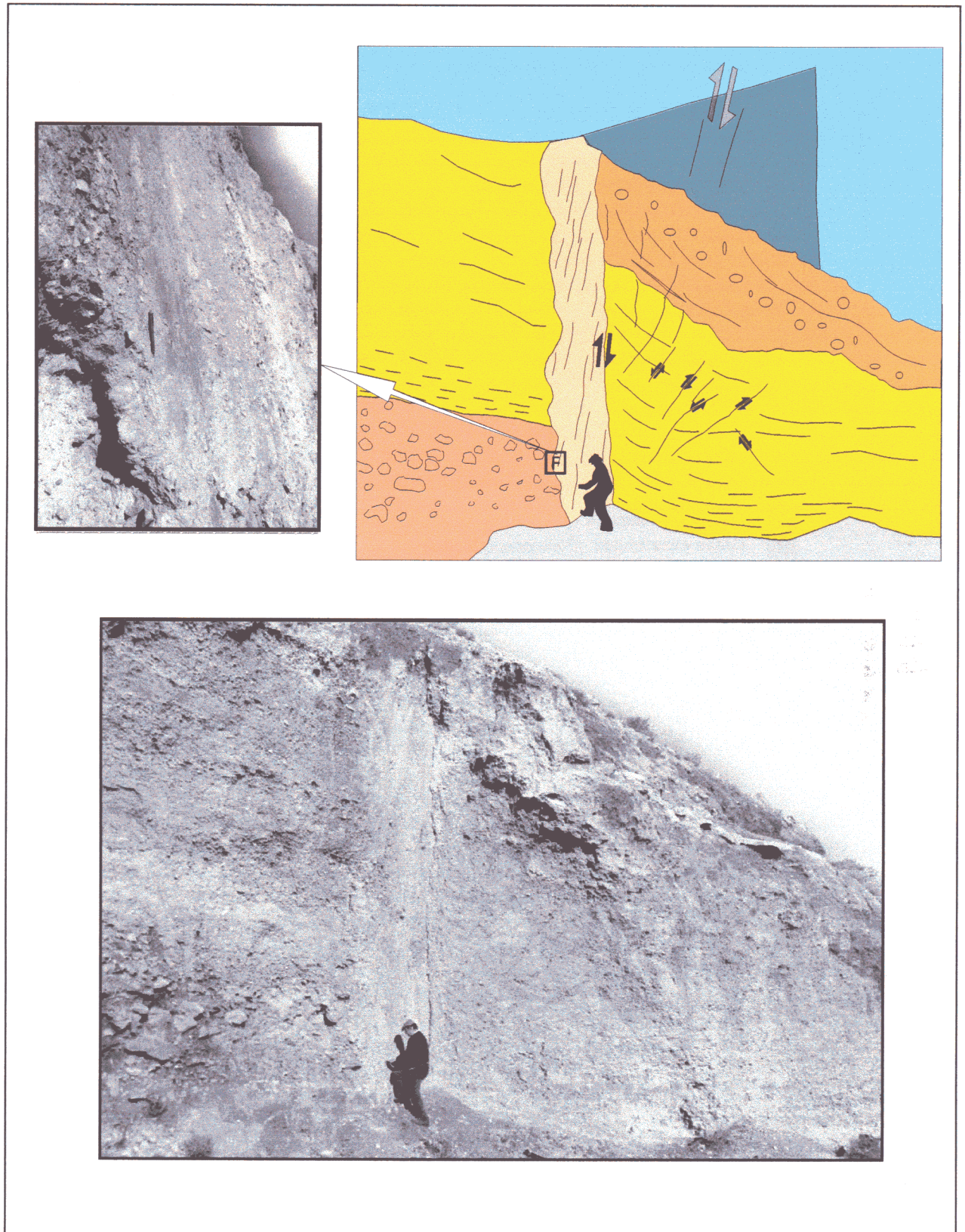
**Fig. 3-21. Modelo cinemático de fracturación normal en un dispositivo de teclas de piano asociado a movimientos en tijera, semejante a la que aparece al Este de Adra.**

### Deformación de los abanicos aluviales

Los abanicos que solapan el borde Sureste de las sierras de Alhamedilla y Gádor presentan deformaciones puntuales muy importantes. Se encuentran afectados por fallas N 70, N 160 y N 125-140. Todas ellas con cinemática normal y cierta componente dextrosa (sobre todo en las últimas). La falla de la Loma del Viento y otras paralelas están deformando y controlando la geometría y orientación de los abanicos de casi todas las generaciones (mapa 6).

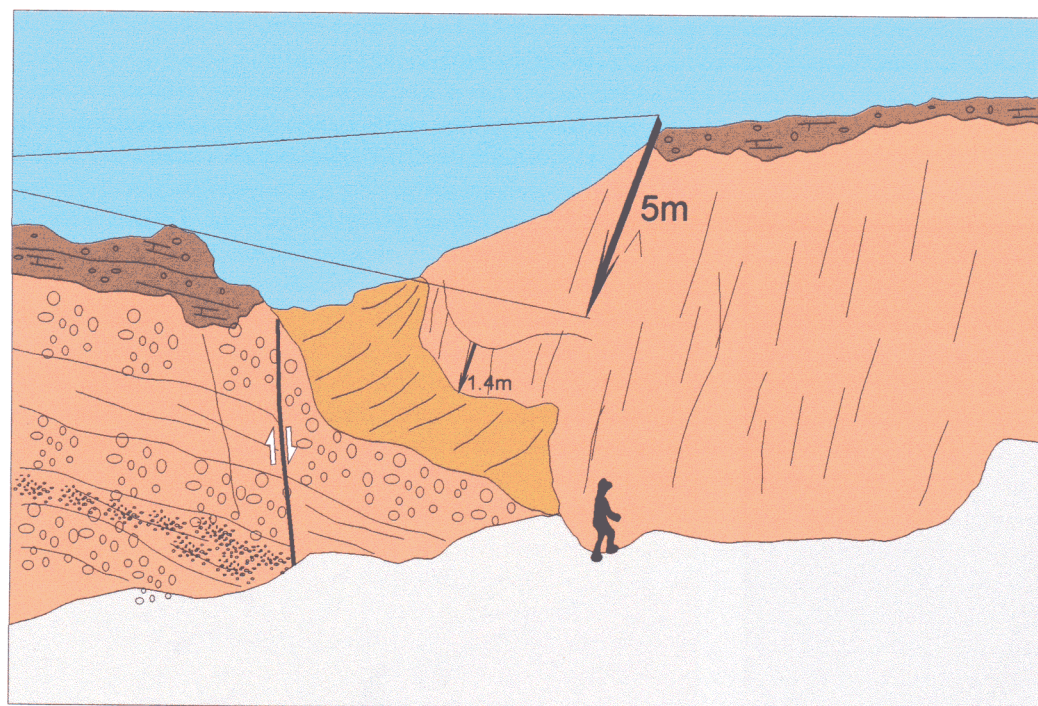
Las deformaciones más espectaculares se encuentran asociadas a las fallas N 160. En la figuras 3-22 y 3-23 se muestran distintos aspectos de una falla N 170 que rompe un abanico pleistoceno de la tercera generación. El salto total observado supera los 10 m y el movimiento es normal con un cabeceo de 110° (componente dextrosa). En algunos puntos se observan pequeñas fallas normales antitéticas y algunas inversas asociadas a la acomodación en el bloque hundido. Asimismo, se reconoce una actividad polifásica cuaternaria repetitiva de la falla (Fig. 3-23).

Más al Norte, en la zona de Peñarodada-embalse de Benínar (Noroeste de Berja) se observa que las fallas N 140 normales que hundían y levantaban bloques de basamento de



**Fig. 3-22.** Falla normal N 170 afectando un abanico aluvial pleistoceno de tercera generación en la falda sur de la Sierra Alhamedilla. Las estrías presentan cabeceos próximos a  $110^\circ$  y componente dextrosa. Se puede observar una roca de falla bien desarrollada así como fallas inversas menores de acomodación en el bloque hundido.





- Coluvión (Holoceno ?)
- Grava encalichada (Pleistoceno Medio)
- Gravas, arenas y limos (Pleistoceno Medio)



*Fig. 3-23.* Otra vista de la misma falla de la figura anterior en la que pueden observarse varios eventos de activación de la falla e incluso un resto de coluvión al pie del escarpe también afectado. Explicación en el texto.

los mantos de Lújar, Alcázar y Murtas están afectando también a coluviones y abanicos aluviales muy recientes (Fig. 3-24). El relieve de pequeñas crestas de basamento y valles rellenos de Cuaternario aluvial que caracteriza este sector está claramente controlado por la actividad de estas fallas. En la fotografía de la Fig. 3-25 se observa una falla de carácter similar rompiendo un coluvión a pocos metros de la cerrada del embalse de Benínar. Son fallas que presentan cabeceos altos entre 90 y 120° y siempre de carácter normal.

La falta de dataciones de los abanicos aluviales y coluviones de esta zona no permite datar la actividad de estas fallas, pero las características y situación de los depósitos afectados permite suponer una actividad ya holocena para las mismas.

Por otra parte, la cartografía de los depósitos cuaternarios aluviales (mapa 6) ha permitido identificar buen número de pequeñas depresiones rellenas de material cuaternario aluvial que están formadas y controladas por fallas normales con las orientaciones antes citadas. Todas estas depresiones, incluida la cuenca de Dalías, están formadas por la actividad de fallas N 160 a N-S. En la zona alta de la Sª Alhamedilla se observan numerosas depresiones de este tipo. Es interesante hacer notar que la fallas N 125-140 apenas se observan cortando el basamento de esta sierra. Solo las N 160 parecen atravesarla. Las N 140 -125 aparecen solo al Este de la cuenca de Dalías.

Pequeñas depresiones tectónicas de este tipo se observan también en el flanco Suroeste de la Sª de Gádor asociadas a fallas normales N 140 y situadas a alturas considerables (por encima de 1.800 m).

La morfología casi triangular que presenta la depresión cuaternaria de Berja indica la influencia de la actividad combinada de los distintos sistemas de fracturación en la formación de la misma. Esta depresión de la que parte el río Chico se ha convertido en receptáculo de la sedimentación en tiempos muy recientes probablemente durante el Pleistoceno superior.

### 3.5.5. Indicios de Paleosismicidad

Independientemente de que las estructuras citadas anteriormente ya de por sí representan el resultado de reactivaciones puntuales durante el Cuaternario de fallas sísmicamente activas, existen algunas observaciones concretas de carácter paleosísmico e incluso de sismicidad histórica que apoyan el carácter cosísmico de esa fracturación.

En este sentido, se han analizado dos fallas concretas. La falla identificada junto a la Rba. de Balanegra y la falla de Peñarodada. Por otra parte, se describirá la zona de colapso producida durante el terremoto de Adra de 1804 (MSK: IX).

#### 3.5.5.1. Falla de la rambla de Balanegra

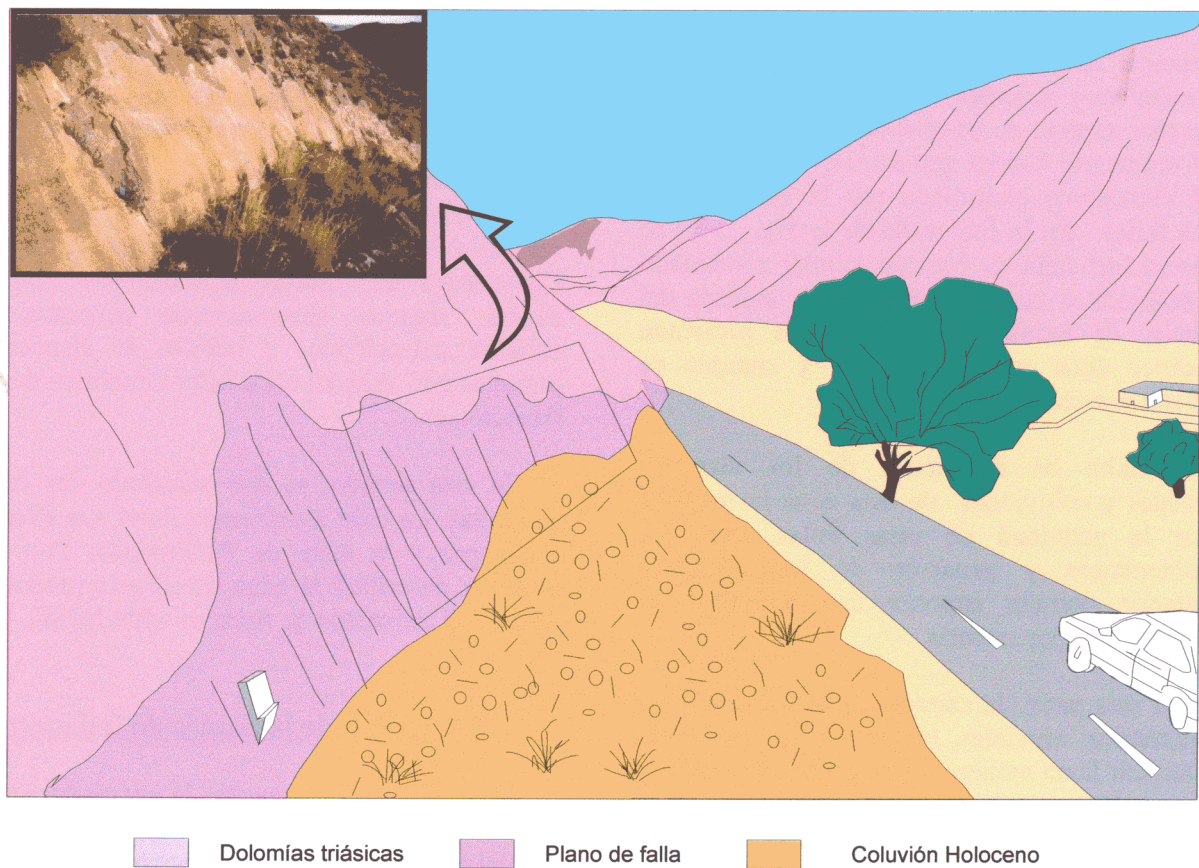
En la Fig. 3-23 se muestra la interpretación de la actividad reciente de esta falla. El abanico aluvial afectado presenta un encostramiento en la parte superior que permite cuantificar el salto total que supera los cinco metros. Este salto está acompañado por un basculamiento de las capas en el bloque hundido. Se observa asimismo la existencia de un coluvión que rellenaba la zona del escarpe anterior y que a su vez está afectado por un salto de casi 1.5 m. Este salto representaría, el último o uno de los últimos eventos puntuales acaecidos en esta falla. Suponiendo el salto de éste último como evento característico, el afloramiento observado mostraría al menos cuatro reactivaciones paleosísmicas con ruptura superficial.

En la cartografía, esta falla no puede seguirse en superficie más que durante 1 Km por lo que resulta difícil interpretar las posible longitudes de ruptura responsables de esta paleosismicidad.

#### 3.5.5.2. Falla de Peñarodada

La otra falla estudiada se sitúa limitando una de las depresiones cuaternarias al Noroeste de Berja. Su plano de falla corta un coluvión muy reciente (probablemente holoceno) en contacto con dolomías triásicas (figs. 3-24). El plano de falla presenta estrias con un cabeceo de 100° y escalones de arranque que muestran una clara





**Fig. 3-24.** Vista del valle de Peñarodada, caracterizado morfológicamente por ser un valle de laderas escarpadas y base colmatada por depósitos aluviales. En primer término se observa parte de la falla normal de Peñarodada que controla el borde del valle y afecta depósitos coluvionares probablemente holocenos. En la parte superior se incluye un detalle del plano de fricción de la falla de Peñarodada. Pueden observarse en él bandas con un distinto grado de degradación y colonización por líquenes que puede ser un indicio de actividad paleosísmica repetitiva.





**Fig. 3-25.** Vista de una falla N 170 normal rompiendo un coluvión holoceno situado a algunos cientos de metros de la cerrada del Embalse de Benínar.

cinemática normal. El salto total mínimo es superior a 1 m. El plano de falla presenta bandas con diferente grado de colonización de líquenes lo que parece mostrar una actividad repetitiva en la falla dentro de los últimos miles o cientos de años (Fig. 3-24). La longitud total de la falla supera los siete kilómetros.

#### 3.5.5.3. Colapso de las Quebras

Durante el terremoto acaecido en 1804 con una intensidad máxima MSK: IX (López Marinas, 1977a), en el área señalada en el mapa 6 como las Quebras se produjo, según información obtenida en una encuesta de campo, un colapso de grandes dimensiones en las dolomías triásicas de la S<sup>a</sup> Alhamedilla (Fig. 3-26). Los límites del mismo están controlados por fallas con orientaciones N 170 y N 125. La zona está caracterizada por la presencia de numerosas fracturas normales con apertura perpendicular a su dirección que forman grietas de profundidades a veces superiores a diez metros (Fig. 3-27). La reactivación instantánea de estas fracturas pudo

provocar el hundimiento de esta zona como parte de una ruptura superficial hasta ahora desconocida.

La zona de las Quebras se encuentra muy próxima a la falla de la Rba. de Balanegra y está limitada por una falla de orientación similar. Asimismo, al Norte de las Quebras se localizan las depresiones cuaternarias antes descritas controladas por fallas normales N 160 (mapa 6).

En nuestra opinión, el colapso de las quebras de 1804 puede representar parte de la ruptura superficial de un seismo de magnitud probablemente superior a 5.5. La depresión generada por este evento de colapso representa el inicio de formación de una pequeña cuenca de sedimentación semejante a las situadas pocos kilómetros más al Norte (mapa 6). La formación de estas cuencas así como la actividad observada en la falla de la Rba. de Balanegra deben por tanto responder a actividad paleosísmica pleistocena y holocena en relación con eventos de magnitud igual o superior a 5.5.





*Fig. 3-26. Fotografía del colapso de dolomías triásicas que se produjo durante el terremoto de Adra de 1804 (intensidad IX). En la foto se aprecia que los límites del colapso están controladas por fracturas de orientación N 170, N125 y N70.*



Fig. 3-27. Vista de una de las fracturas abiertas durante el terremoto de Adra de 1804.

### 3.5.6. Análisis poblacional de la fracturación cuaternaria.

Con el fin de determinar el tensor de esfuerzos que ha actuado o está actuando durante el Cuaternario en el sector Adra-Berja-Dalías se ha realizado un análisis poblacional únicamente de la fracturación que afecta a materiales pliocenos y cuaternarios.

La metodología seguida para este análisis es la misma que ya se expuso en el análisis del sector Lorca-Totana de la FAM. No obstante, en este caso únicamente se han utilizado como criterio cinemático estrías contenidas en los planos de deslizamiento.

Se han aplicado tanto el *método de inversión de esfuerzos* de Reches (1987) y Reches et al. (1992) así como el método desarrollado en De vicente y Capote (1991) basado en el modelo de deslizamiento (Reches, 1983).

En el histograma de la Fig. 3-20 se había representado el total de fracturas afectando materiales cuaternarios reconocidas en la zona,

tanto en los estudios de campo a nivel de afloramiento como en la cartografía. En proyección estereográfica se representan las fallas medidas en varias estaciones a lo largo de toda la zona. De esas fallas se han seleccionado 21 datos correspondientes a fallas que presentan una interpretación inequívoca del sentido de movimiento y buena calidad de las estrías. Estos 21 datos responden a fallas de dimensiones hectométricas medidas a lo largo de toda la zona con una cierta separación entre sí. No se han utilizado fallas menores asociadas a las 21 elegidas. Así pensamos que el tensor obtenido sería más representativo del campo de esfuerzos que ha afectado durante el Cuaternario a toda la zona. Sobre esas 21 fallas se han aplicado los métodos descritos.

El método de Inversión de Esfuerzos da como resultado un tensor de esfuerzos extensional con  $\sigma_3$  orientado NO-SE y  $\sigma_1$  prácticamente vertical (Fig. 3-28), tal y como cabría esperar de las

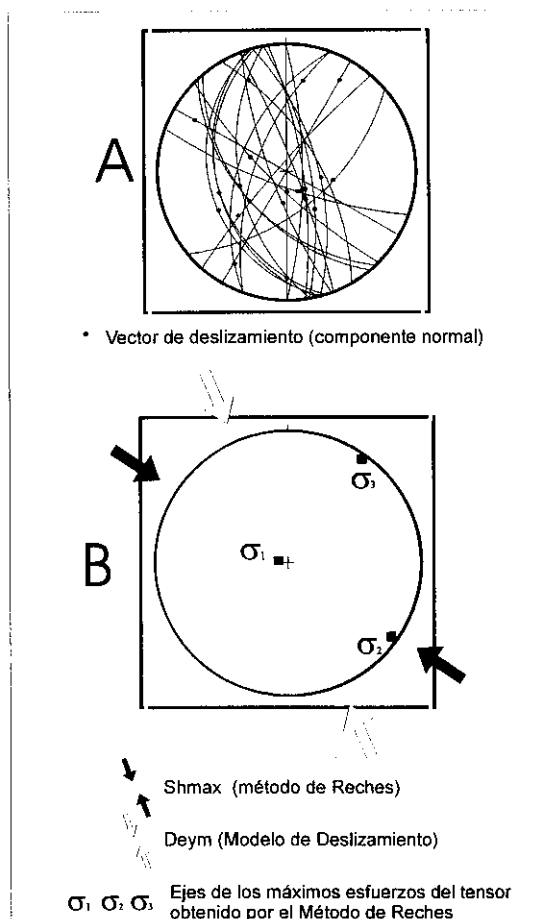


Fig. 3-28. Tensor de esfuerzos obtenido (B) de la aplicación de los métodos de inversión de esfuerzos de Reches y del modelo de deslizamiento, a la población de fallas (A) con actividad cuaternaria en el sector Adra-Berja-Dalías.

observaciones de campo. El método basado en el modelo de deslizamiento da una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE. En la Tabla II del Anexo 3 pueden observarse el resto de características del tensor obtenido.

Por tanto, el análisis poblacional de las fallas cuaternarias apoya las observaciones de campo, es decir, la actuación en esta zona durante el Cuaternario de un tensor de esfuerzos de tipo extensional con una dirección de extensión horizontal NE-SO perpendicular a la dirección de las fallas que controlan los relieves principales de la zona.

#### 3.5.7. Análisis morfotectónico del sector Adra-Berja-Dalías aplicado a la neotectónica y tectónica activa.

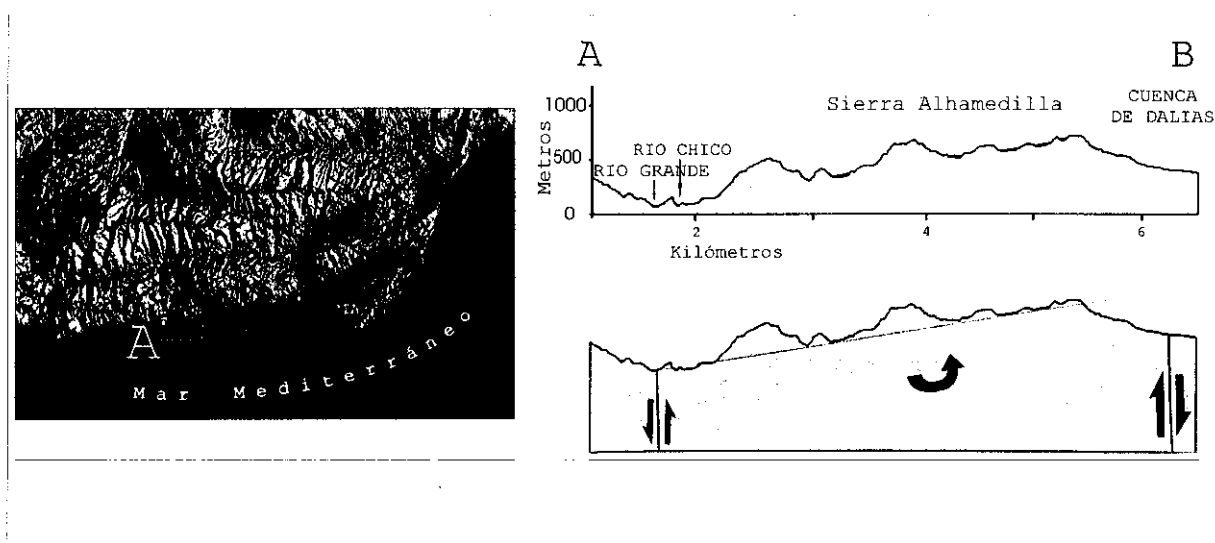
A continuación se realiza un análisis de la morfología de la zona con el fin de determinar los rasgos que la neotectónica y la tectónica reciente han podido imprimir en la morfología del relieve en este sector. Para ello se ha analizado el modelo digital del terreno así como la disposición de la red fluvial y la morfología de los valles y depresiones cuaternarias en relación con las fallas activas durante el período neotectónico.

#### 3.5.7.1. Neotectónica y tectónica activa deducidas del modelo digital

Del análisis de los modelos digitales del modelo digital de terreno combinado con las morfologías de los perfiles topográficos regionales pueden extraerse varias evidencias de actividad tectónica cuaternaria:

-1: En el relieve de la zona Adra-Berja-Dalías (Fig. 3-1) se observa claramente la brusca terminación de la S<sup>a</sup> de Gádor. El borde Suroeste de esta sierra está controlado por fallas normales N 140 que condicionan su linealidad. Este borde presenta una morfología escalonada en graderío que descende hacia la depresión de Berja. Los escalones están controlados por dichas fallas.

-2: En el perfil topográfico de carácter regional que ya fue descrito con anterioridad (Fig. 3-12) se apreciaba claramente la existencia de basculamientos de las superficies de cumbres hacia el Este en las sierras de Gádor y Alhamedilla. Un corte con la misma orientación realizado a través de la S<sup>a</sup> Alhamedilla (corte a-b de la Fig. 3-29) muestra su superficie de cumbres basculada en este caso hacia el Oeste. Concretamente hacia

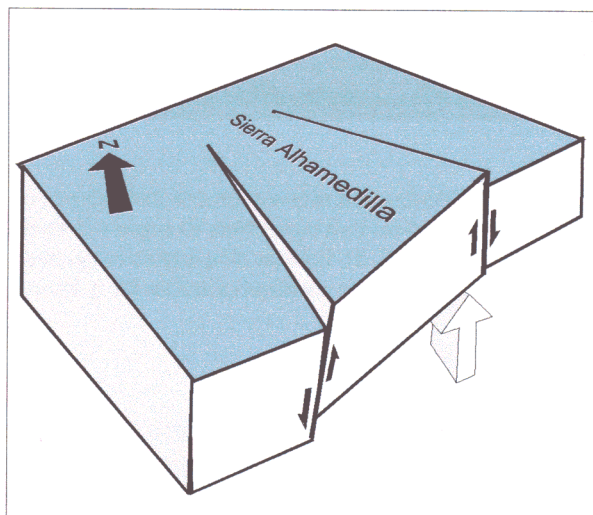


**Fig. 3-29.** Perfil topográfico de la sierra Alhamedilla en el que se aprecia un posible basculamiento hacia el SO que afecta a su superficie de cumbres.



el valle del río Adra. En el capítulo correspondiente se describió que los restos de calcarenitas tortonienses que se conservan en el borde Sureste de esta sierra se encuentran gradualmente a una menor altura a medida que nos movemos hacia el Oeste. Este hecho es coherente con el basculamiento hacia el Oeste que se deduce del modelo digital.

-3: En la Fig. 3-12 se añadía una interpretación de la cinemática que puede explicar estos basculamientos. En el caso de la S<sup>a</sup> Alhamedilla, la existencia de una mayor tasa de movimiento en las fallas que la limitan por el Este y forman la depresión de Dalías explicaría este basculamiento (Fig. 3-30). Este tipo de basculamientos es coherente en zonas donde se producen levantamientos o hundimientos diferenciales de bloques tal y como se observa en la tectónica en teclas de piano observada en el entorno de Adra.



**Fig. 3-30.** Modelo cinemático controlado por fallas normales en tijera que explica basculamientos en sentidos opuestos en función de la existencia de gradientes de levantamiento ya sea a escala local como regional, aplicable a la zona de Adra.

-4: Otra evidencia importante aportada por el modelo digital se sitúa al Norte de la zona cartografiada. El corredor de las Alpujarras está configurado por dos depresiones. Al Oeste la depresión de Ugíjar y al Este el valle del río Andárax. En este último se observa que la superficie de colmatación de glaciares y abanicos cuaternarios procedentes de la erosión de S<sup>a</sup> Nevada forma el nivel de relleno de la depresión

al Norte de S. de Gádor (punto A de la Fig. 3-31). Esta superficie se encuentra literalmente colgada en relación con los depósitos cuaternarios que rellenan la depresión de Ugíjar a la altura de Alcolea (punto B en la misma figura). El nivel de relleno de los glaciares cae hacia el Oeste más de 150 m. El punto donde se produce la caída de cota coincide con la prolongación de la zona de falla extensional que limita el borde Suroeste de la S<sup>a</sup> de Gádor.

Esta desconexión entre los glaciares apoya la modernidad de los movimientos verticales que elevan y basculan la S<sup>a</sup> de Gádor.

-5: Por otra parte, y por lo que se refiere a la zona del Campo de Dalías, puede apreciarse una asimetría morfológica significativa. Se observa un mayor grado de erosión en el sector occidental debido a una mayor disección de la red fluvial con respecto al oriental (Fig. 3-31). En la mitad oriental del Campo de Dalías el relieve es más plano y la erosión menos activa. Este hecho, parece apoyar la existencia de un basculamiento reciente o actual hacia el Este del campo de Dalías que induce un levantamiento de la zona de Balanegra. Es el mismo fenómeno que se identifica a partir de varios criterios en la S<sup>a</sup> de Gádor.

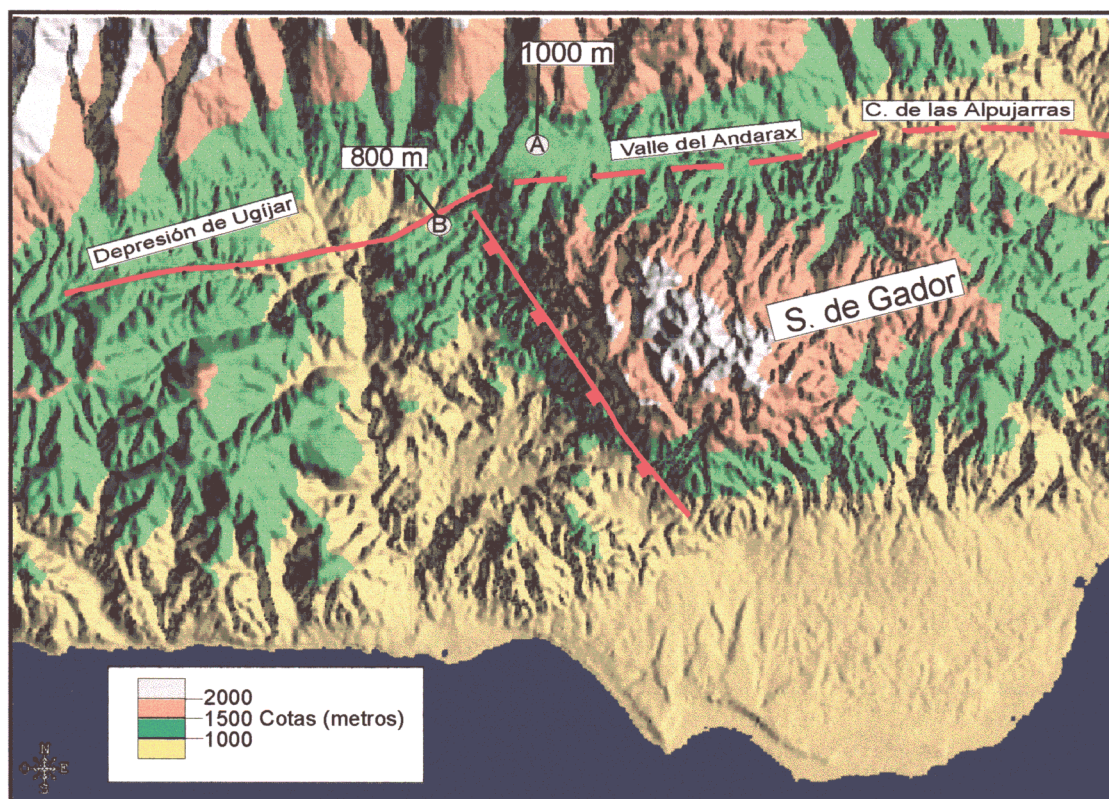
Como luego se verá, las mayores tasas de movimiento observadas en los niveles tirrenienses situados al Oeste del Campo de Dalías apoyan este hecho, y no únicamente un basculamiento hacia el Norte controlado por un eje de flexión E-O como describen Goy y Zazo (1984).

### 3.5.7.2. Actividad neotectónica y tectónica activa deducidas de la morfología fluvial

Tanto el modelo digital del terreno como la cartografía evidencian un fuerte encajamiento de la red fluvial en toda la zona y fundamentalmente en los macizos alpujárrides.

La red fluvial y en concreto la morfología de los valles en el entorno de Berja muestra caracteres asociados a movimientos verticales cuaternarios. Los valles del entorno de Berja presentan laderas de fuerte pendiente y, sin embargo, tiene una base plana formada por un relleno aluvial bastante potente. La morfología





**Fig. 3-31.** Modelo digital del terreno del entorno de la zona Adra-Berja-Dalías. En el borde norte de la sierra de Gádor se observa una superficie de abanicos aluviales y glacia (A) a cota 1.000 m. Esa superficie desaparece hacia el oeste coincidiendo con la posición la zona de fallas normales del Oeste de la S. de Gádor. Al oeste se conservan restos (B) 200 m por debajo. Asimismo, algo más al sur se evidencia el mayor grado de disección fluvial y litoral que presenta el Campo de Dalías en su sector occidental.

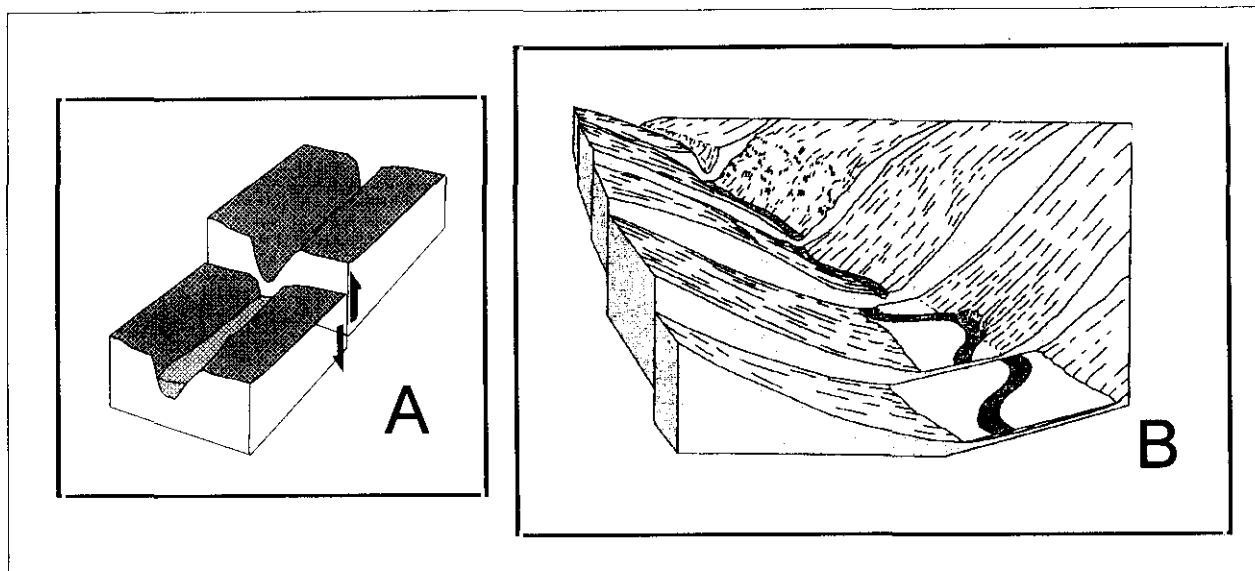
del valle de Peñarodada (Fig. 3-24) constituye un claro ejemplo. En ocasiones el relleno está formado por pequeños abanicos aluviales y conos de deyección como ocurre en el valle de la Rba. de Cástala (mapa 6). El relleno de estos valles apenas se encuentra encajado por los canales actuales en contra de lo que ocurre en los macizos circundantes. Ello puede ser un indicio de hundimiento sinsedimentario actual de dichos valles y depresiones.

En el borde Suroeste de S<sup>a</sup> de Gádor los valles excavados en las dolomías y filitas alpujárrides presentan una morfología en “V” muy marcada, típica de zonas con alto grado de incisión fluvial en la vertical (Bull y McFadden, 1977). Estos valles cuando cruzan la zona de fallas normales N 140 pasan a tener la morfología descrita previamente siguiendo un modelo parecido al presentado en la Fig. 3-32a. El

ejemplo más claro de este mecanismo se observa en el valle de la Rba. de Cástala (ver mapa 6). El relleno aluvial de este valle está limitado por una falla N 140 normal que da paso hacia el Este a los materiales dolomíticos de la sierra. A partir de la falla hacia el Este los materiales se encuentran fuertemente encajados y el valle presenta morfología en “V”.

En la Fig. (3-32b) se muestra un modelo cinemático de Keller y Pinter (1996) en el que se explica la influencia de hundimientos o elevaciones de bloques en la dinámica de erosión o sedimentación de un canal fluvial. En los bloques levantados predomina la incisión (valles en forma de “V”) mientras que en los hundidos el valle tiende a abrirse y rellenarse.

La combinación de este modelo con las observaciones descritas en el entorno de Berja



**Fig. 3-32. Modelos de cambio de morfología de perfiles de valle debido a movimientos verticales relativos controlados por fallas. A. Modelo observado en las ramblas situadas al NE de Berja. En las zonas hundidas se produce el relleno del valle por depósitos aluviales dando la morfología que se observa en la fig. 166. B. Modelo de Keller y Pinter (1996).**

nos hace concluir que la depresión de Berja y los valles de su entorno, han sufrido (y probablemente están sufriendo) un hundimiento relativo respecto a los relieves circundantes. Asimismo, La morfología de los valles rellenos de material cuaternario responde a antiguos valles de incisión vertical predominante y propios de áreas de montaña, que han sufrido (y/o están sufriendo) un hundimiento. Este hundimiento es coherente con la estructura neotectónica deducida en la cartografía, al estar situados en el bloque hundido de la zona de falla extensional del borde de S<sup>a</sup> de Gádor. Dicho hundimiento los transforma durante el Holoceno en zona receptora de la sedimentación procedente de la erosión de las sierras circundantes.

Lo dicho hasta ahora para la depresión de Berja y alrededores, es aplicable en los mismos términos morfológicos y tectónicos a la depresión de Dalías.

### 3.5.8. Tasas de movimiento durante el período neotectónico

A continuación realizamos una evaluación de tasas de movimiento asociadas a la actividad de las principales zonas de falla. Para ello utilizamos una serie de marcadores estratigráficos, morfo-

lógicos o estructurales, deducidos de estudios previos, así como de la cartografía y reconocimientos de campo realizados a lo largo de este trabajo.

### Base cronológica

Para la determinación de los intervalos temporales a partir de los cuales calcular las tasas de movimientos pliocuaternarios se ha utilizado una tabla cronoestratigráfica (Fig. 3-33) de acuerdo con los últimos valores aceptados internacionalmente para los límites entre series y pisos pliocenos y cuaternarios. Para los límites del Cuaternario y Plioceno se consideran los aceptados por la IUGS

Para situar temporalmente en la escala cronológica las distintas unidades morfo-sedimentarias del Pleistoceno superior, se ha tomado como referencia la cronología establecida por Goy y Zazo (1986) y Goy et al. (1986) a partir de secuencias de episodios marinos y continentales asociadas, en el Sur de Almería, basada en buena medida en dataciones absolutas de niveles marinos con *Strombus Bubonius*.

A la hora de calcular las tasas se ha utilizado una serie de marcadores sedimentarios de edad relativamente bien conocida para determinar



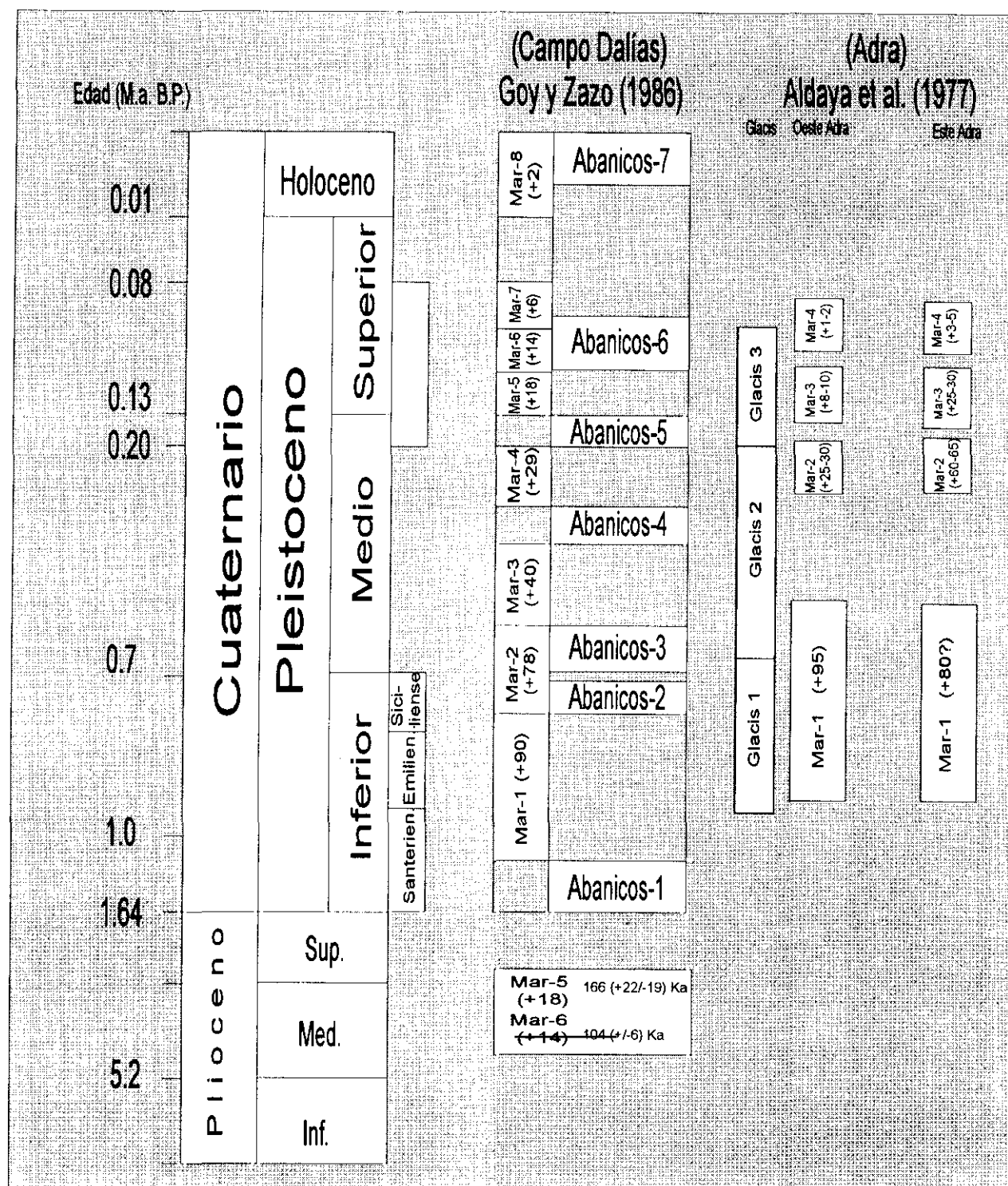


Fig. 3-33. Tabla cronoestratigráfica de los niveles marinos y depósitos continentales en el entorno de Adra en el que se integran las observaciones de los diferentes terrazas marinas y niveles de glaciares y abanicos, asociados a distintos niveles del mar durante el cuaternario identificados en trabajos previos.

posibles variaciones laterales en las tasas de movimiento vertical. Estas variaciones pueden aportar nuevos datos a la hora de determinar qué accidentes presentan un mayor grado de actividad a lo largo del período neotectónico.

Hay que resaltar que en los valores de tasa de movimiento vertical obtenidos se han obviado los cambios de elevación del nivel del mar debidos a causas no tectónicas, por ello los valores absolutos obtenidos tienen valor de tipo relativo. Es decir, lo que buscamos en este trabajo no son valores numéricos concretos de tasa de levantamiento tectónico, sino variaciones laterales de la tasa de levantamiento absoluto. Esas variaciones laterales son las que realmente tienen significado tectónico.

En la Tabla VI se muestra un sumario de todos los resultados obtenidos. A continuación se describen los marcadores utilizados y los resultados.

#### **-A: Último episodio marino en la cuenca de Ugíjar**

En la depresión de Ugíjar el último episodio marino está formado por conglomerados de ambiente litoral y edad Messiniense. Actualmente el nivel medio de afloramiento de estos materiales se sitúa a 700 m de cota. De este valor se deduce una tasa de movimiento vertical de 0.15 m/Ka desde el Mioceno superior.

#### **-B: Calcarenitas y conglomerados marinos tortonienses**

Entre las depresiones de Ugíjar y Berja, los conglomerados tortonienses litorales van encontrándose en afloramientos aislados ascendiendo de cota hacia el SE hasta alcanzar los 900 m al Norte de Berja. Estos conglomerados se depositaron en zonas litorales a poca profundidad por lo que puede deducirse una tasa mínima de levantamiento de 0.13 m/Ka.

En la zona costera al Este de Adra vuelven a aparecer calcarenitas y calizas tortonienses en afloramientos aislados que suben de cota hacia el Este (siguiendo el borde Sur de S<sup>a</sup> Alhamedilla) hasta alcanzar los 500 m en el alto del Cerrón. Esta altura aporta una tasa mínima de levantamiento de 0.07 m/Ka. Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) detectan, sin embargo, que la diferencia de cota real entre estas

calcarenitas y sus equivalentes en sondeos realizados en el entorno del Campo de Dalías, es de 1500 m. Esto da una tasa de levantamiento de 0.21 m/Ka.

Finalmente, en la zona central de la S<sup>a</sup> de Gádor se conservan restos de estas calcarenitas que se llegan a situar a más de 1.500 m de cota. De ello se deduce una tasa 0.34 m/Ka.

#### **-C: Depósitos pliocenos**

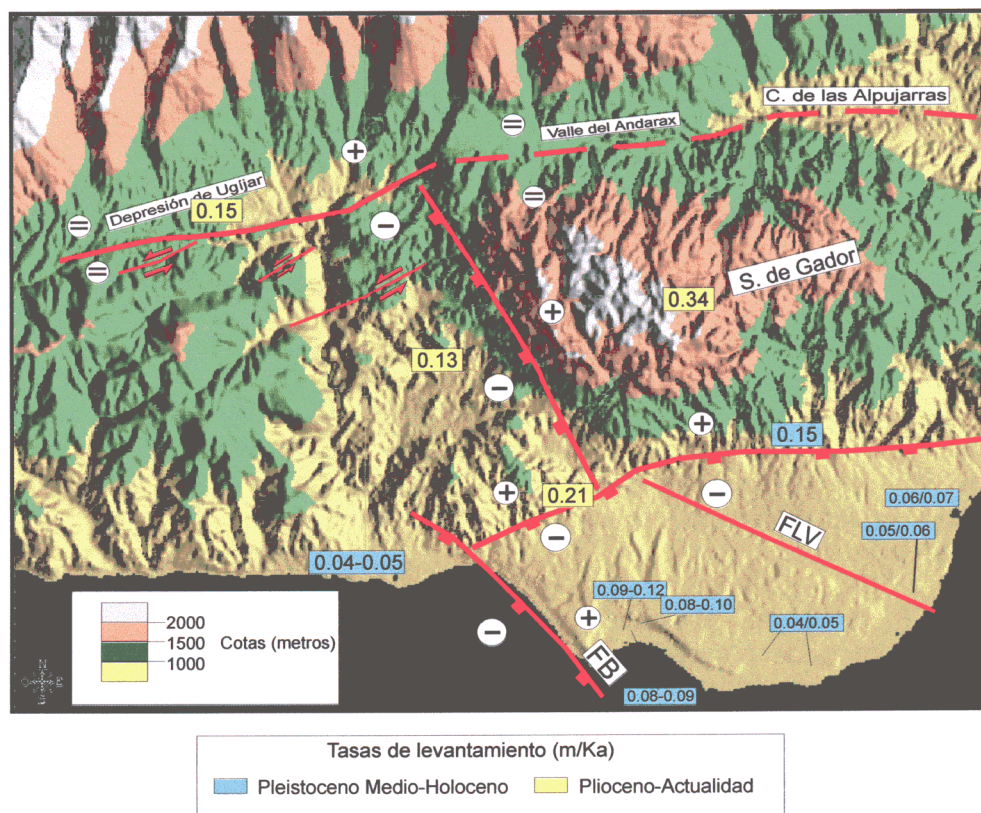
El antiguo delta plioceno del río Adra se encuentra en la actualidad a cotas superiores a los 150 m de lo que se deduce una tasa mínima de 0.07 m/Ka.

#### **-D: Terrazas marinas**

Se han utilizado datos de cotas de las terrazas marinas descritas por ITGE (1983e) y Goy y Zazo (1986) tanto al Oeste como al Este de Adra, esto es, a un lado y otro de la zona de falla de Balanegra. Se han considerado los valores máximo y mínimo de edad en función de los errores de datación.

En la zona del Campo de Dalías se han utilizado 8 valores de dataciones absolutas de Hillaire-Marcel et al. (1986) repartidas a lo largo de la misma. Son datos correspondientes a episodios tirrenienses. En la Fig. 3-34 se representan los valores obtenidos, junto al deducido al Oeste de Adra a partir de la altura que alcanza en ese sector el primer nivel tirreniense. La edad asumida para este nivel se ha extrapolado de las obtenidas en el Campo de Dalías. Como puede apreciarse, es evidente una mayor tasa de movimiento vertical en las proximidades de la zona de fallas normales de Balanegra. Esta tasa disminuye hacia el sector oriental del Campo de Dalías, y es también inferior en el sector de Adra. Estas tasas son coherentes con un basculamiento hacia el Este del Campo de Dalías asociado a la actividad de la Falla de Balanegra, que a su vez explicaría la menor tasa en el sector de Adra.

Si consideramos únicamente las diferencias de cota que existen entre el primer nivel tirreniense a un lado y otro de la zona de fallas normales, observamos que la separación media en la vertical es de 20m. Con ello, obtenemos una tasa de (0.11-0.13) m/Ka. Esta tasa es importante puesto que se trata de un valor puramente



**Fig. 3-34.** Tasas de levantamiento deducidas durante el período neotectónico, representadas en su posición geológica. Se señalan con signos + y - los movimientos relativos que se deducen de las variaciones laterales en las tasas y que tienen su reflejo en el relieve de la zona. Destaca el gradiente de levantamiento desde el Plioceno hasta la actualidad a lo largo de la costa, que parece relacionado a un basculamiento controlado por las fallas normales N 160-170.

tectónico al obviar cualquier efecto de las variaciones del nivel del mar. Se trata de la tasa de movimiento vertical propia de la zona de fallas normales de Balanegra.

En la zona situada entre las fallas de Puente del Río y Balanegra, las alturas de los distintos niveles marinos, como ya describen ITGE (1983e), presentan variaciones locales puntuales e importantes. Ello parece indicar la existencia de movimientos relativos de bloques menores en el interior de la zona de fracturación extensional controlada por las citadas fallas.

#### -E: Glacis

La depresión situada al Este de Adra se encuentra parcialmente cubierta por glacis procedentes de la erosión de S. Alhamedilla. El nivel más reciente prácticamente conecta con el delta actual del río Adra. Considerando las cotas a las que se sitúan en la actualidad los glacis del Pleistoceno mas bajo, a veces superiores a 200 m,

deducimos tasas de levantamiento de 0.20 m/Ka durante el Cuaternario.

Todos los valores obtenidos, junto con el deducido por Silva et al. (1992d) para el frente de montaña de la S<sup>a</sup> de Gádor a partir de índices geomorfológicos se resumen en la Fig. 3-35. Hay que hacer notar que las tasas obtenidas. Se han determinado en relación con un nivel de referencia (nivel del mar) que a lo largo del Mioceno ha sufrido al menos un ciclo de transgresión regresión (Goy y Zazo, 1986). Pese a ello, la localización de las tasas obtenidas y sobre todo sus variaciones laterales aportan mucha información a la hora de interpretar los movimientos tectónicos cuaternarios.

De la posición y valor de cada una de las tasas deducidas puede llegarse a las siguientes conclusiones:

- La S<sup>a</sup> de Gádor se está elevando durante el Cuaternario respecto a las depresiones de Berja y Campo de Dalías a favor de la

Marcadores Tiempo	Terrazas marinas		Levantamiento diferencial de terrazas Adra/C. Dalías	Glacis	Índices geomorfológicos Sur S. Gador (Goy et al. 1992)	Cota máxima del delta plioceno	Cota del messiniense litoral (Depresión Ugijar)	Cota Calcarentas tortonienses		
	Campo Dalías Este	Adra Oeste						Dentro sierra	Borde sur	Berja
HOLOCENO	0.09-0.12	0.06-0.08	0.05-0.06	0.20	0.15	0.07	0.15	0.34	0.21	0.13
PLEISTOCENO SUPERIOR			0.30							
PLEISTOCENO MEDIO										
PLEISTOCENO INFERIOR										
PLIOCENO										
MIOCENO SUPERIOR										

Fig. 3-35. Tasas de movimiento vertical (en m/Ka) deducidas a partir de distintos tipos de marcadores en el sector Adra-Berja-Dalías.

- actividad de las fallas normales N 140 (borde SO) y N 70 (borde Sur). Parece, sin embargo que no se está elevando de la misma manera respecto al valle del Andárax.
- La depresiones de Ugijar, Berja y Dalías así como la Sª Alhamedilla se han levantado durante el Cuaternario a velocidades semejantes (algo más rápidamente esta última).
  - La zona de fallas extensionales de Balanegra separa dos bloques principales con movimientos verticales diferenciales desde el Pleistoceno medio. Al Este de la zona de falla la elevación es algo más rápida que al Oeste. En la propia zona de falla las variaciones puntuales de cota indican la presencia de fallas menores dentro de la zona de falla que inducen movimientos de pequeños bloques.
  - La tasa de movimiento tectónico deducida para la zona de falla de Balanegra considerando únicamente las diferencias de altura del primer nivel tirreniense se sitúa entre 0.11 y 0.13 m/ka.
  - La tasas de movimiento vertical durante el Pleistoceno superior y el Holoceno deducidas en el Campo de Dalías muestran una disminución de la velocidad de levantamiento hacia el Este lo cual es coherente con un basculamiento del Campo

de Dalías hacia el Este, deducido ya del modelo digital.

### 3.5.9. Evolución neotectónica del sector Adra-Berja-Dalías. Resumen y conclusiones.

En la Fig. 3-34, junto con las tasas de movimiento vertical, se representa la cinemática de los distintos bloques cuyos movimientos han caracterizado la evolución neotectónica (mioceno superior-actualidad) de la zona.

Es destacable la existencia de una tectónica claramente compresiva en el entorno del corredor de las Alpujarras (depresión de Ugijar) que va desapareciendo hacia el Sureste. Esta tectónica que fue puesta de manifiesto en los antecedentes generales para el Sur de Almería así como en la cartografía elaborada, está directamente asociada a la actividad neotectónica de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras y a la actividad de desgarre sinistroso asociada a las fallas N 45-70.

Hacia el Sur, a partir de Berja, el predominio de la tectónica distensiva durante el período neotectónico es bastante evidente. Únicamente en la zona del Campo de Dalías y en la plataforma



continental situada al Sur vuelven a aparecer regímenes compresivos importantes en forma de componentes de desgarre importantes en las fallas N 120-140 y de pliegues afectando materiales tortonienses y messinienses.

De las observaciones de tipo tectosedimentario y estructural expuestas a lo largo del Capít. 3.5 se deduce una evolución neotectónica desde el Mioceno superior hasta la actualidad en el sector Adra-Berja-Dalías dominada por un régimen extensional. Esta evolución queda expresada en las siguientes conclusiones.

- La posición estructural que presentan los distintos afloramientos preneotectónicos (mantos alpujárrides) refleja la existencia de hundimientos de bloques limitados por fallas. En este sentido, Al Oeste de la S. de Gádor los mantos estructuralmente superiores se encuentran en algunos de esos bloques hundidos a cotas inferiores que la del manto del Lújar (el estructuralmente inferior).
- Desde el Tortoniense superior, toda la zona situada al Sur del corredor de las Alpujarras queda sometida a erosión debido a un proceso de levantamiento relativo de carácter regional, en contraste con lo que ocurre en otros sectores de la cordillera en los que el mar tortoniense invade áreas importantes hasta bien entrado el Messiniense. Durante ese periodo de tiempo, se generan fallas normales N 125 y N 140-160 que inducen hundimientos relativos de bloques, pero siempre en un contexto de levantamiento regional. Además de estas fallas, se genera la zona de falla N 70 al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor, cuyos movimientos combinados con los de las N 140 van elevándola. Esta sierra, que ahora alcanza más de 2.000 m de altura máxima, no existía a finales del Tortoniense. Coexistiendo con esta tectónica extensional, en el entorno del corredor de las Alpujarras se generan estructuras compresivas (pliegues NE-SO y fallas sinestrosas N 45-50).
- A partir del Plioceno se reactiva la sedimentación en el sector de Adra favorecida por la transgresión pliocena y por el hundimiento relativo del bloque situado al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor. La estructura que presentan los materiales pliocenos y cuaternarios en el entorno de Adra muestra una tectónica claramente extensional

dominada por movimientos de bloques alargados según NO-SE y limitados por fallas normales, entre las que cabe destacar por sus dimensiones la falla de Puente del Río y la falla de Balanegra. Estos bloques presentan movimientos en “tecla de piano” (Fig. 3-21) con un hundimiento progresivamente mayor hacia el Oeste. Esta cinemática explica el basculamiento hacia el S-SE (es decir paralelo a la dirección de las fallas) que presentan los depósitos pliocenos.

- La morfología de las sierras de basamento muestra la existencia de basculamientos recientes hacia el Este y hacia el Oeste de carácter más regional que los descritos en el apartado anterior. Estos basculamientos se pueden asociar a cambios en profundidad del buzamiento de las fallas principales N 140 o a distintas tasas de movimiento en las fallas que controlan sus límites.
- La morfología de los valles actuales rellenos de cuaternario que se sitúan en la zona de Berja responde a valles que han pasado rápidamente de un régimen de incisión vertical a ser receptáculo de sedimentación. Ello está de acuerdo con un hundimiento del bloque cortical situado al Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor.
- Las tasas de deformación deducidas apoyan la continuidad en el tiempo (desde el Mioceno superior hasta la actualidad) del proceso de hundimiento del bloque situado al Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor y el levantamiento y basculamiento de ésta. Asimismo, muestran un proceso similar en el entorno de Adra controlado por la actividad de la falla de Balanegra. La actividad cuaternaria de esta falla provoca el levantamiento del borde Oeste campo de Dalías y el hundimiento relativo (levantamiento más lento) de la costa situada al Este. Este mecanismo combinado con los últimos cambios eustáticos explican la propia existencia del campo de Dalías que de otro modo permanecería sumergido.
- El tensor de esfuerzos responsable de la tectónica extensional descrita queda bien definido a partir del análisis poblacional llevado a cabo en fallas de edad cuaternaria. Se obtiene un tensor extensional con  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  NE-SO.

- Existen indicios de paleosismicidad asociados a las fallas normales N 125-140 y N 160. Algunas de ellas muestran indicios de eventos sísmicos individuales con ruptura superficial acaecidos durante el Pleistoceno superior y Holoceno.
- El colapso en superficie que provocó el terremoto de Dalías de 1804 (MSK IX), en un sector de la S<sup>a</sup> Alhamedilla, puede asociarse al mismo proceso causa-efecto que ha generado las pequeñas depresiones limitadas por fallas normales y rellenas de cuaternario que se observan en el interior de dicha sierra.
- Los indicios paleosísmicos parecen indicar que el tensor de esfuerzos extensional obtenido es el responsable del régimen tectónico vigente en este sector. La evolución neotectónica previa indica que este régimen ha actuado de forma continuada desde el Tortoniese hasta la actualidad.

Sin embargo, también se reconoce la existencia de un campo de esfuerzos compresivo coetáneo en el entorno de la zona de falla del corredor de las Alpujarras.





*3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA*

- 3.1. Situación y antecedentes de Neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario
- 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas para el sur de Almería
- 3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías

## **3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el sur de Almería. Modelos cinemáticos y dinámicos**

3.6.1. Evidencias regionales y locales

- 3.6.1.1. Evidencias cinemáticas
- 3.6.1.2. Evidencias dinámicas

3.6.2. Estructura y neotectónica en el Mar de Alborán y estructura de la corteza

- 3.6.2.1. Estructura del borde Noreste del Mar de Alborán
- 3.6.2.2. Estructura cortical

3.6.3. Modelo cinemático

3.6.4. Modelo dinámico

- 3.6.4.1. Campo de esfuerzos extensional
- 3.6.4.2. Campos de esfuerzos compresivos

3.6.5. Discusión



### ***3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el Sur de Almería. Modelos cinemáticos y dinámicos***

En este capítulo se presentará: 1): En primer lugar una síntesis de las evidencias neotectónicas cinemáticas y dinámicas y de tectónica activa que definen la evolución de los campos de esfuerzos que han afectado a la zona desde el Mioceno medio hasta la actualidad, tanto desde un punto de vista dinámico como cinemático. 2): Se describe la estructura cortical de la zona en función de la información que se posee hasta el momento. Asimismo, se describe la estructura que presenta el sector Noreste del Mar de Alborán que en los últimos años ha sido objeto de numerosos estudios geofísicos. 3): Se propone un modelo cinemático que intenta explicar de forma coherente las estructuras neotectónicas de la zona y las aparentes incompatibilidades que parecen existir en la génesis de algunas de ellas, y 4): Se propone un modelo dinámico que defina, en el contexto geodinámico y cinemático de la zona, la génesis de los distintos campos de esfuerzos identificados en el período neotectónico.

#### **3.6.1. Evidencias regionales y locales**

A lo largo de los apartados desarrollados en el capítulo 3 se han obtenido una serie de deducciones y conclusiones tanto cinemáticas como dinámicas. A continuación se realiza un sumario de las más importantes que habrá que considerar a la hora de interpretar los mecanismos cinemáticos y dinámicos que expliquen la evolución neotectónica y la tectónica activa en el Sur de Almería.

##### **3.6.1.1. Evidencias cinemáticas**

**-A:** A escala regional, la sedimentación miocena solo se produce de modo más o menos continuado en la cuenca de Almería, cuenca de Níjar y al Sur del accidente de Gádor que controla un hundimiento relativo del basamento durante este período de tiempo.

**-B:** A partir del trabajo de Sanz de Galdeano (1996), se deduce la continuidad lateral del Corredor de las Alpujarras (tanto hacia el este como hacia el Oeste) formando lo que en este trabajo hemos denominado Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA). Esta zona de falla presenta un buzamiento subvertical y parece alcanzar una importante profundidad. Además, ha

presentado importantes movimientos de desgarre dextroso al menos durante el Mioceno medio y parte del superior. La cantidad de movimiento total disminuye de Oeste a este (ver Tabla VI).

**-C:** La orientación y cinemática de la fracturación neotectónica situada en el interior del bloque limitado por la ZFCA y la FC es característica del mismo. En la zona situada al Norte de la ZFCA y en la zona más oriental de la cordillera la fracturación presenta características distintas. En estas zonas la tectónica extensional durante el Mioceno superior y el Pliocuatrnario es menos evidente y la fracturación NO-SE no presenta tanta importancia. Suelen aparecer como fallas conjugadas de las N 10-20 sinestrosas y aunque presenten movimientos normales, estos suelen ser menos importantes.

**-D:** De los distintos estudios neotectónicos previos realizados sobre las fallas de Carboneras, Palomares y sector oriental de la ZFCA se desprende una actividad intermitente de los mismos a lo largo del Mioceno Medio, superior y Plioceno. Asimismo, en las evoluciones cinemáticas obtenidas por los distintos autores, y descritas en los antecedentes locales, se deduce que las reactivaciones o etapas de mayor actividad de la FP (Messiniense y Plioceno inferior) coinciden con períodos de menor actividad en la ZFCA.

**-E:** Las tasas de movimiento horizontal durante el período neotectónico deducidas en los corredores de la ZFCA, FC y FP son casi un orden de magnitud superiores a las tasas de movimiento vertical deducidas en el sector Adra-Berja-Dalías.

**-F:** Las diferencias entre las tasas de movimiento vertical deducidas mediante la utilización de marcadores sedimentarios neógenos y de niveles marinos cuaternarios elevados, en el sector Adra-Berja-Dalías muestra variaciones laterales de las mismas controladas por la actividad de las fallas normales NO-SE y N 125. Este sector presenta indicios de haber sufrido hundimientos y levantamientos relativos de bloques dentro de un contexto de levantamiento regional desde el Tortonense hasta la actualidad de manera continuada. Este levantamiento ha inducido un predominio del desmantelamiento erosivo en toda la zona excepto en aquellas áreas donde el hundimiento relativo ha sido superior. A partir del Plioceno se reactiva la sedimentación en el entorno de Adra favorecida por la transgresión pliocena.

**-G:** Del análisis del relieve y en general la morfología de la zona se deduce la existencia de basculamientos recientes (probablemente activos durante el Holoceno) que condicionan la morfología de las sierras de Gádor y Alhama, así como la erosión y morfología de la línea de costa del Campo de Dalías.

**-H:** El relleno mioceno superior y plioceno de las depresiones de Almería-Bajo Andárx y de Berja evidencia la existencia de esos basculamientos controlados por fallas normales NO-SE y N 125. Los hundimientos relativos asociados a los basculamientos controlan tanto la potencia como la estructura de los depósitos desde el Tortonense hasta la actualidad.

**-I:** En los estudios de nivelaciones de precisión de Giménez (1998) y Giménez et al. (1998) realizados entre las localidades de Motril y Adra, detectan un levantamiento diferencial actual más rápido en el área de Motril y algo más lento en el sector Oeste de Adra. Ello está a favor de la existencia de movimientos de basculamiento regionales hacia el este, que en este caso correspondería con el basculamiento del bloque hundido por el movimiento de la zona de falla normal de Balanegra (Fig. 3-34). Asimismo,

deducen, dentro de la línea de nivelación Almería-Málaga, la existencia de bloques que se hunden y levantan de forma relativa a causa de movimientos en fallas NO-SE posiblemente cosísmicos relacionados con series sísmicas de principios de siglo.

#### 3.6.1.2. Evidencias dinámicas

**-A:** Del análisis de los antecedentes para el Sur de Almería se desprende la coexistencia en la región, a lo largo del Mioceno medio y superior, de tectónica compresiva y distensiva con génesis diferentes. La extensión se produce según dos direcciones preferentes: ENE-OSO y NNO-SSE asociadas a la actividad miocena de fallas normales de bajo ángulo en zonas de basamento Bético Interno.

**-B:** Las cinemáticas de las estructuras de deformación miocenas y pliocuaternarias del sector Adra-Berja-Dalías muestran un predominio de extensión E-O a ENE-OSO durante todo el período neotectónico. Sin embargo, en el entorno de la ZFCA se observan estructuras compresivas y distensivas con predominio de las primeras. En la zona de falla de Carboneras predominan también las estructuras de carácter compresivo durante todo el período neotectónico. Parece por tanto que la zona situada en el interior del bloque limitado por la ZFCA y la FC está sometida de modo predominante a tectónica extensional, mientras que las zonas próximas a los accidentes citados están sometidas a deformación compresiva (ya sea en régimen de cizalla pura o en régimen de transpresión).

**C:** La fracturación y, en general, las estructuras de deformación que afectan a los materiales miocenos y pliocuaternarios en las zonas de falla de ZFCA, FC y FP no son coherentes con una única dirección de acortamiento.

Las direcciones de acortamiento y extensión teóricas obtenidas a partir de la cinemática de los distintos sistemas de fracturación, considerando ángulos de bloqueo y reactivación lógicos (Sibson, 1994), evidencian variaciones significativas en el espacio y en el tiempo (Mioceno superior-actualidad) de las orientaciones y naturaleza del campo de esfuerzos (ver Capit. 3.5 y Fig. 3-14).

-D: Del análisis poblacional de las fracturas que afectan los materiales cuaternarios en el sector Adra-Berja-Dalías se obtiene un tensor extensional con  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  horizontal y orientado NE-SO. Los indicios de paleosismicidad observados en esa zona apoyan la continuidad actual de este tensor que estaría dominando el régimen tectónico actual.

### 3.6.2. Estructura y neotectónica en el Mar de Alborán y estructura de la corteza.

Una vez descritas las evidencias, tanto dinámicas y cinemáticas de la zona estudiada, y con el fin de aportar un mayor número de datos para los modelos cinemático y dinámico, analizaremos la información de carácter neotectónico disponible en la zona de la plataforma continental del mar de Alborán (al Sur

de la zona estudiada). Asimismo, describiremos los datos que se poseen acerca de la estructura en profundidad de la corteza en este sector de la Cordillera Bética.

#### 3.6.2.1. Estructura y neotectónica del borde Noreste del Mar de Alborán

En los últimos cinco años se ha avanzado de forma notable en el conocimiento de la estructura del Mar de Alborán, sobre todo gracias a los datos geofísicos obtenidos recientemente. La interpretación de las líneas sísmicas de reflexión ha permitido identificar en el mar lo que ya se había observado en la zona continental. En dichas líneas se observa una estructuración compleja de la zona con coexistencia de estructuras extensionales y compresionales a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario (Comas et al., 1992). Estos autores explican la evolución del

**Tabla VI**  
**Tasas de Movimiento neotectónicas deducidas en el Sur de Almería**

FALLA	CINEMÁTICA	DESPLAZ. (Km)	TIEMPO	FUENTE DE LOS DATOS	TASA DE MOVIMIENTO (m/Ka)
F. Carboneras	Desgarre (s)	18	Tortonense-actualidad	Coppier et al (1990)	2.25
F. Carboneras	Desgarre (s)	35-40	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	2.0
F. Carboneras	Vertical	5-6	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	0.3
F. Carboneras	Desgarre (s)	30	Tortonense-actualidad	Coppier et al. (1990)	2.7
F. Carboneras	Desgarre (s)	35-40	Neógeno	Keller et al. (1995)	1.75-2.0
F. Carboneras	Vertical	0.005-0.01	100 Ka BP	Bell et al. (1997)	0.05-0.1
F. Carboneras	Desgarre (s)	0.08-0.1	Cuaternario Inf y Med.	Bell et al. (1997)	0.2-0.3
F. Palomares	Desgarre (s)	30	8-15 m.a. BP	Weijermars (1987)	3.7-2.0
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	8.3
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Actualidad *	Sanz de Galdeano(1996)	4.1
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	5.5
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Actualidad	Sanz de Galdeano(1996)	2.7
Campo Dalías (Este)	Vertical (levantamiento)	0.007	100.6 (+9-8) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.06-0.07
Campo Dalías (centro-Este)	Vertical (levantamiento)	0.011	187 (+20-17) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.05-0.06
Campo Dalías (centro)	Vertical (levantamiento)	0.011	188.4 (+22-18.4) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.05-0.06
Campo Dalías (centro)	Vertical (levantamiento)	0.008	175.5 (+20-16.9) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.04-0.05
Campo Dalías (centro)	Vertical (levantamiento)	0.006	130 (+12-11) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.04-0.05
Campo Dalías (Oeste)	Vertical (levantamiento)	0.018	166 (+22-19) Ka	Goy y Zazo (1986)	0.09-0.12
Campo Dalías (Oeste)	Vertical (levantamiento)	0.015	159 (+16.8-14.2) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.08-0.10
Campo Dalías (Oeste)	Vertical (levantamiento)	0.013	150.3 (+12.6-8-12) Ka	Hillaire-Marcel et al. (1986)	0.08-0.09
Adra	Vertical (levantamiento)	0.008-0.010	166 (+22-19) Ka	ITGE (1983e)	0.04-0.05



Mar de Alborán relacionada con la sucesión de tres episodios de *rifting* que inducen un adelgazamiento de la corteza durante el Mioceno medio generando una estructura de *horsts* y *grabens*. Esa extensión estaría asociada a fallas normales de bajo ángulo y zonas de *detachment* equivalentes a las observadas en la Cordillera. La extensión observada es oblicua a la cadena. A pesar de ello, en la cartografía estructural realizada por estos autores (Fig. 3-36a) se aprecian numerosas fallas normales y ejes de depocentros orientados NO-SE, sobre todo al Norte de la cresta de Alborán. En la zona próxima al litoral andaluz interpretan numerosas fallas normales con componente de desgarre orientadas ESE-ONO. Tras la etapa distensiva identifican una compresión N-S a partir del Tortonense que da paso de nuevo a una fase distensiva pliocuaternaria que condiciona la línea de costa actual.

Woodside y Maldonado (1992) elaboran una cartografía de las principales estructuras neotectónicas de la mitad oriental del Mar de Alborán. En esa cartografía (figura 3-36b) destacan las fallas NE-SO de tipo inverso que controlan la cresta y el surco de Alborán. También identifican la continuación hacia el SO de la falla de Carboneras y hacia el NE de la falla de Jebha, en el Norte de Marruecos, así como la falla de la S<sup>a</sup> del Cabo de Gata al Sureste de la FC. Proponen asimismo la posible conexión entre las fallas de Jebha las del surco de Alborán y la de Carboneras que formarían la zona de cizalla Transalborán ya supuesta por Larouzière et al. (1987).

Watts et al. (1993) a partir del análisis de las líneas sísmicas realizado por el buque de investigaciones de la Lamont-Doherty Ilegan, sin embargo, a conclusiones algo diferentes para la zona oriental del Mar de Alborán. En esta zona no observan esa estructura de *horsts* y *grabens*. No observan tampoco evidencias de movimientos de tipo inverso en las fallas que limitan la cresta y el surco de Alborán. Según estos autores, la cuenca de Alborán se inició a causa de una fase extensional a comienzos del Mioceno, seguida por una subsidencia y sedimentación durante el Mioceno medio y superior. La ausencia de estructuras bien definidas de *horsts* y *grabens* se derivaría de que, al menos parte de la extensión, se produciría mientras la corteza estaba todavía por encima del nivel del mar. A partir del Mioceno superior se reafirmaría de nuevo la

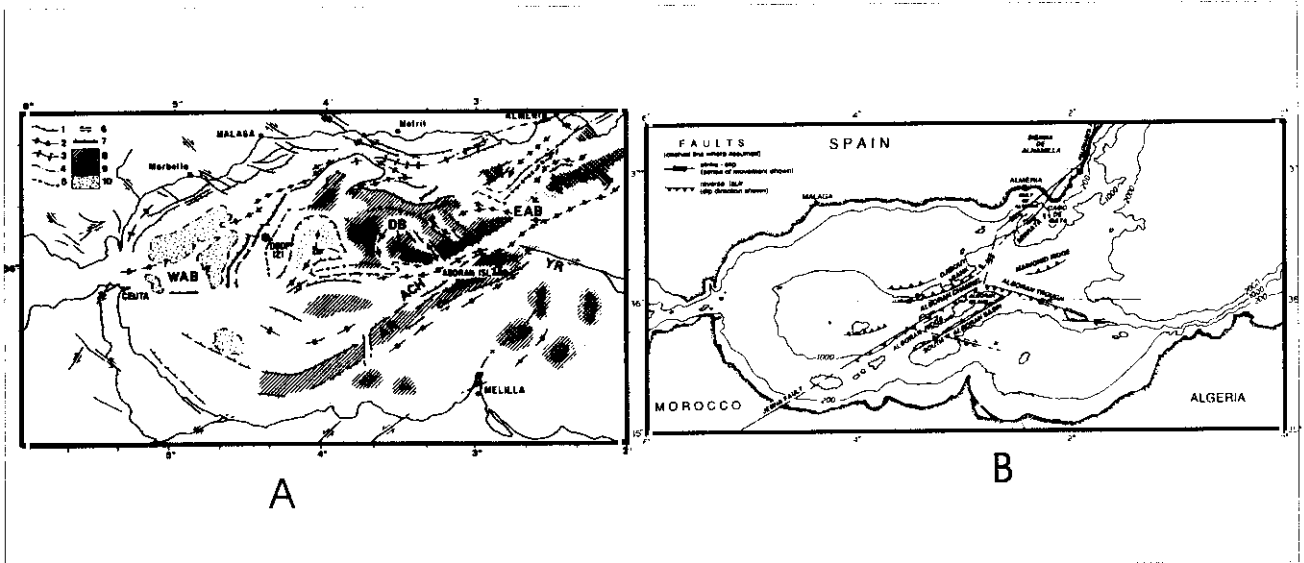
tectónica compresiva que estructuró a través de fallas de desgarre y cuencas *pull apart* asociadas la morfología del fondo marino actual.

Por lo que se refiere al entorno de la zona estudiada, en el mapa 2 se han representado los datos de la plataforma continental de Baena et al. (1982) y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993), ya descritos con anterioridad. Recientemente, Estrada et al. (1997) utilizando asimismo datos sísmicos y de sondeos estudian la zona situada algo más al Sur e identifican el predominio de fallas NE-SO. Observan la continuación de la FC hacia el SO con un buzamiento alto hacia el NO y deducen un movimiento vertical importante de esta falla desde el Messiniense hasta el Plioceno inferior. Los materiales del Plioceno superior y del Cuaternario están afectados por la falla mediante una estructura en flor. Asimismo, identifican fallas NNO-SSE que interaccionan durante el Cuaternario con la FC.

Puede resumirse que, en el marco de la cuenca del Mar de Alborán se observa, tanto a escala local como regional, la sucesión de eventos distensivos y compresivos desde el Mioceno medio hasta la actualidad que contribuyen a conformar la estructura actual del fondo oceánico. Parece claro que durante el Plioceno y el Cuaternario se produce de forma coetánea actividad compresiva o de desgarre transpresivo asociada a la zona de falla de Carboneras y a las fallas NE-SO situadas al SO de la misma, a la vez que actúan como normales las fallas NO-SE y NNO-SSE.

#### 3.6.2.2. Estructura de la corteza superior

La información que se posee hasta el momento acerca de la estructura de la corteza en esta zona de la cordillera procede de estudios geofísicos de carácter regional. A partir de perfiles sísmicos de refracción Banda y Ansoorge (1980) identifican un adelgazamiento de la corteza que pasa de tener 38 Km de espesor al Norte de S<sup>a</sup> Nevada a 15 Km en la Cuenca de Alborán. Citan a las zona de falla de Palomares y Alhama de Murcia como límites a partir de los cuales cambia de forma más o menos brusca la potencia de la corteza. Asimismo, el flujo térmico al Este de estos accidentes es superior. En dicho trabajo también identifican una capa de baja velocidad de ondas sísmicas situada a 12 Km de



**Fig. 3-36. A. Cartografía estructural del mar de Alborán, tomada de Comas et al. (1992); B. Principales elementos neotectónicos identificados en el sector oriental del mar de Alborán a partir de datos geofísicos (Woodside y Maldonado (1992)).**

profundidad. Esta estructura cortical es corroborada posteriormente por Torné y Banda (1992) que realizan una modelización de la anomalía de Bouguer a través de un perfil que cruza con dirección NO-SE la zona de Almería. Observan una disminución de potencia de la corteza que pasa de 38 Km en la zona de S<sup>a</sup> Nevada a 15 Km en el Mar de Alborán.

Posteriormente, Larouzière et al. (1987) utilizando los datos de estudios anteriores, así como datos de flujo térmico de Albert Beltran (1977) y datos sobre la naturaleza genética de las rocas volcánicas del Sureste de la cordillera, distinguen dos tipos de corteza. Por un lado, la corteza "tipo Cartagena" situada al Este de la zona de cizalla formada por las fallas de Carboneras, Palomares y A. de Murcia. Se trata de una corteza más delgada, más densa y con mayor flujo térmico. Por otro lado, distinguen la corteza "tipo Meseta" situada al Oeste, más gruesa menos densa y más fría. Considerando esta división la zona aquí estudiada se encontraría sobre este segundo tipo.

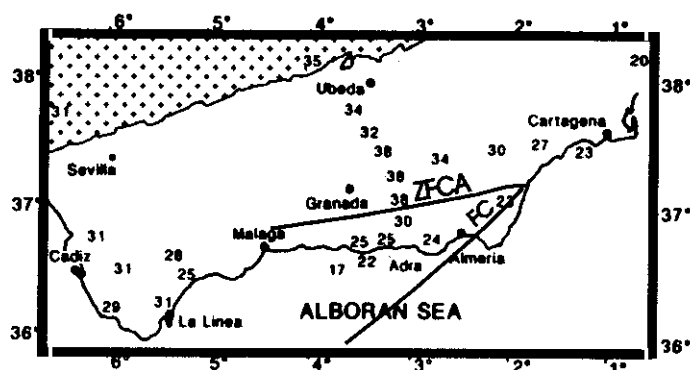
Banks y Warburton, (1991) realizan un estudio de la estructura de la corteza superior a través de la realización de cortes compensados de carácter regional con información de carácter sísmico e interpretan la existencia de una zona de

despegue situada entre 7 y 11 Km de profundidad donde se enraizarían los mantos de cabalgamiento de las principales unidades Internas.

Con nuevos datos de sísmica de refracción y reflexión sísmica de gran ángulo, Banda et al. (1993) detectan un reflector a 10-12 Km de profundidad bajo las zonas internas. Este reflector representaría un nivel de enraizamiento para las fallas normales de bajo ángulo desarrolladas durante el Mioceno medio. En lo que se refiere a la potencia de la corteza, los resultados son coherentes con los estudios anteriores. En la Fig. 3-37 se presentan los valores de potencia de la corteza representados en planta. Es especialmente interesante hacer notar que la posición de la ZFCA coincide con el comienzo del adelgazamiento de la corteza hacia el Sureste. Existe una diferencia de 8 Km de potencia a un lado y otro del corredor y este salto se produce en un espacio muy pequeño. Los datos aportados por la sísmica nos hace pensar que la ZFCA puede presentar carácter cortical y controlar cambios significativos en la corteza.

En la Fig. 3-38, junto con la distribución de la sísmicidad total de la zona de estudio, se muestra una síntesis de las variaciones de velocidad de las ondas sísmicas deducidas en los trabajos citados

anteriormente. Como se verá en el capítulo 4, gran parte de la sismicidad se concentra por encima de la capa de baja velocidad que constituiría en nivel de enraizamiento de las fallas normales de bajo ángulo a la vez que un nivel de despegue para los mantos de cabalgamiento.



**Fig. 3-37.** Datos de espesor cortical a lo largo de la cordillera Bética deducidos a partir de datos sísmicos, según Banda et al. (1993). Sobre ella se señala la posición de la falla de Carboneras (PC) y la zona de falla del corredor de las Alpujarras. Esta última coincide con el comienzo de disminución de potencia con un salto de 8 Km en el espesor de corteza.

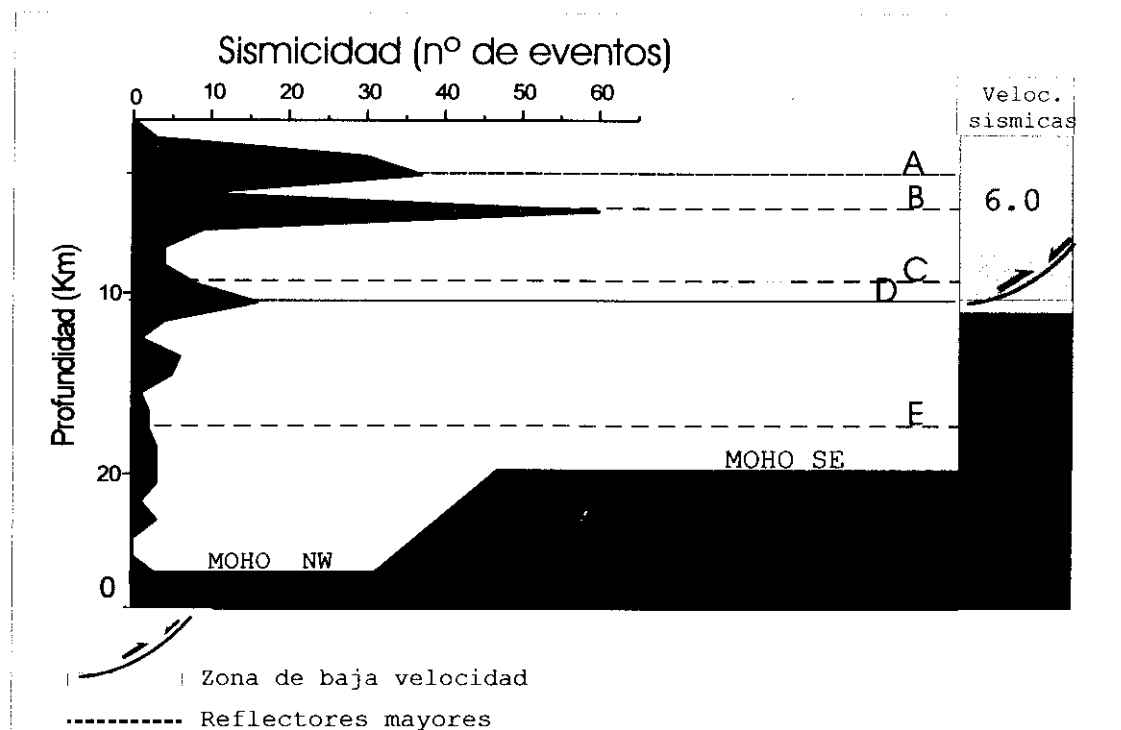
Recientemente, (Carbonell et al., 1998) combinando observaciones magnetotéluricas, modelos de tomografía sísmica y perfiles de reflexión identifican de nuevo el nivel de *detachment* situado a unos 12 Km de profundidad.

De los datos descritos sobre la estructura de la corteza en el Sur de la Cordillera Bética podemos resumir varias observaciones:

-a. Existe una capa de baja velocidad a unos 10-12 Km de profundidad en la que se enraizarían tanto las fallas normales de bajo ángulo como los planos de cabalgamiento mayores.

-b. Esa zona de despegue y enraizamiento controla el límite inferior de la corteza sismogénica en una parte importante de la cordillera central y oriental (ver Capit. 4).

-c. Existen indicios de que tanto la ZFCA como la FC constituyen zonas de falla de carácter cortical. La primera coincide con un cambio más o menos brusco de la potencia de la corteza, mientras que la segunda separa dos cortezas de características térmicas y volcanogénicas diferentes.



**Fig. 3-38.** Visión sinóptica de la distribución en profundidad de la sismicidad total (error vertical < 5 Km.) acaecida en el total de la zona de estudio (sudeste de la cordillera Bética), junto a la que se representan los principales reflectores, anomalías y cambios de densidad de la corteza deducidos de los estudios sísmicos. Se observa que el nivel de baja velocidad (supuesto como zona de enraizamiento de cabalgamientos y zonas de falla de bajo ángulo) constituye el límite inferior del 90 % de la sismicidad.

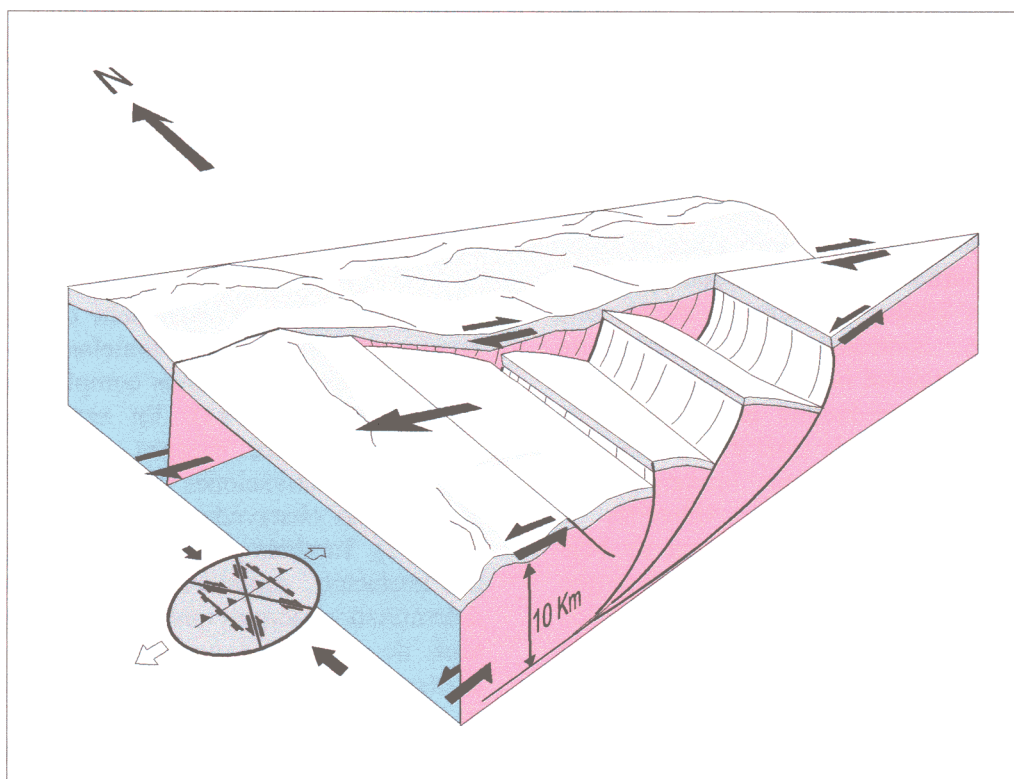
### 3.6.3. Modelo Cinemático

Con el fin de integrar de la manera más coherente posible las distintas evidencias de tipo cinemático deducidas en el Sur de la región de Almería y teniendo en cuenta las características estructurales y sismogenéticas de la misma, se propone un modelo cinemático de escape cortical controlado por dos zonas de falla con componente de desgarre: la zona de falla del Corredor de las Alpujarras y la zona de falla de Carboneras (Fig. 3-39).

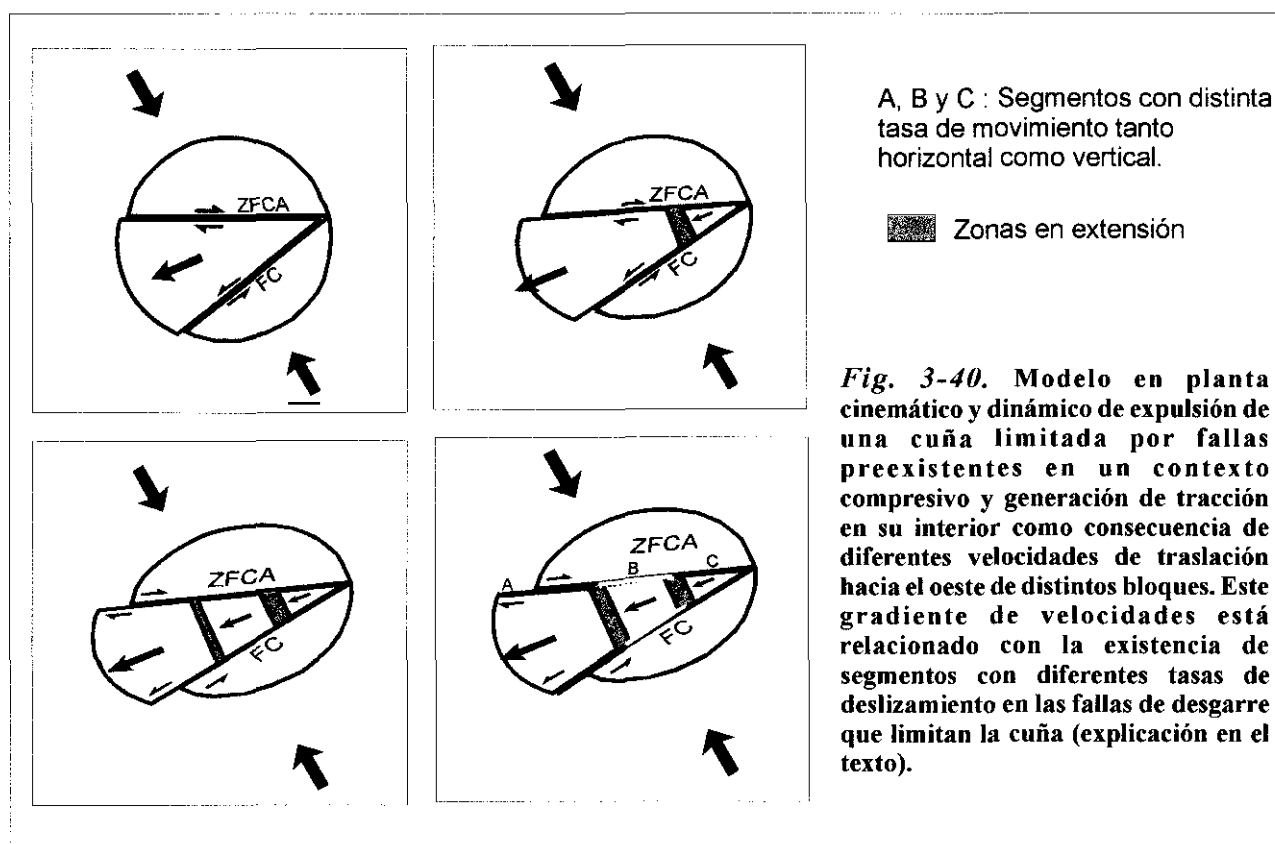
Según este modelo, una dirección de acortamiento NNO-SSE relacionada con la dirección de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana durante los últimos 9 m.a., genera movimientos de desgarre dextroso en la ZFCA y desgarre sinistroso en la FC. Este movimiento combinado induce el escape tectónico de una cuña cortical hacia el OSO favorecido por la existencia de un nivel de

despegue en la corteza a unos 10 Km de profundidad. En la Fig. 3-40 se muestra la evolución de un proceso de escape tectónico de este tipo. La existencia de diferencias en la velocidad traslación hacia el Oeste en el bloque que escapa favorece la creación de una tracción en el interior de la cuña y con ella un campo de esfuerzos local de tipo extensional con formación de fallas normales subparalelas a la dirección de acortamiento regional. Estas fallas normales se enraizarían en el nivel de *detachment* con una morfología lítrica en profundidad.

Esa diferente velocidad de traslación hacia el Oeste se refleja en una diferente tasa de movimiento en distintos segmentos de las zonas de falla transcurrentes que limitan la cuña. El aumento desde el Este hacia el Oeste del movimiento absoluto y, en definitiva, de la tasa de movimiento que se infiere durante el Mioceno en la ZFCA (Sanz de Galdeano, 1996), es coherente con este mecanismo. La ausencia de



**Fig. 3-39.** Modelo cinemático de escape de una cuña de corteza limitada en profundidad por una zona de cizalla horizontal y lateralmente por dos zonas de desgarre en régimen transpresivo. La tectónica en el interior de la cuña está controlada por fallas normales que absorben la tracción que se produce (explicación en texto).



afloramiento en superficie de buena parte de la zona de falla de Carboneras impide comprobar este hecho en el otro borde de la cuña.

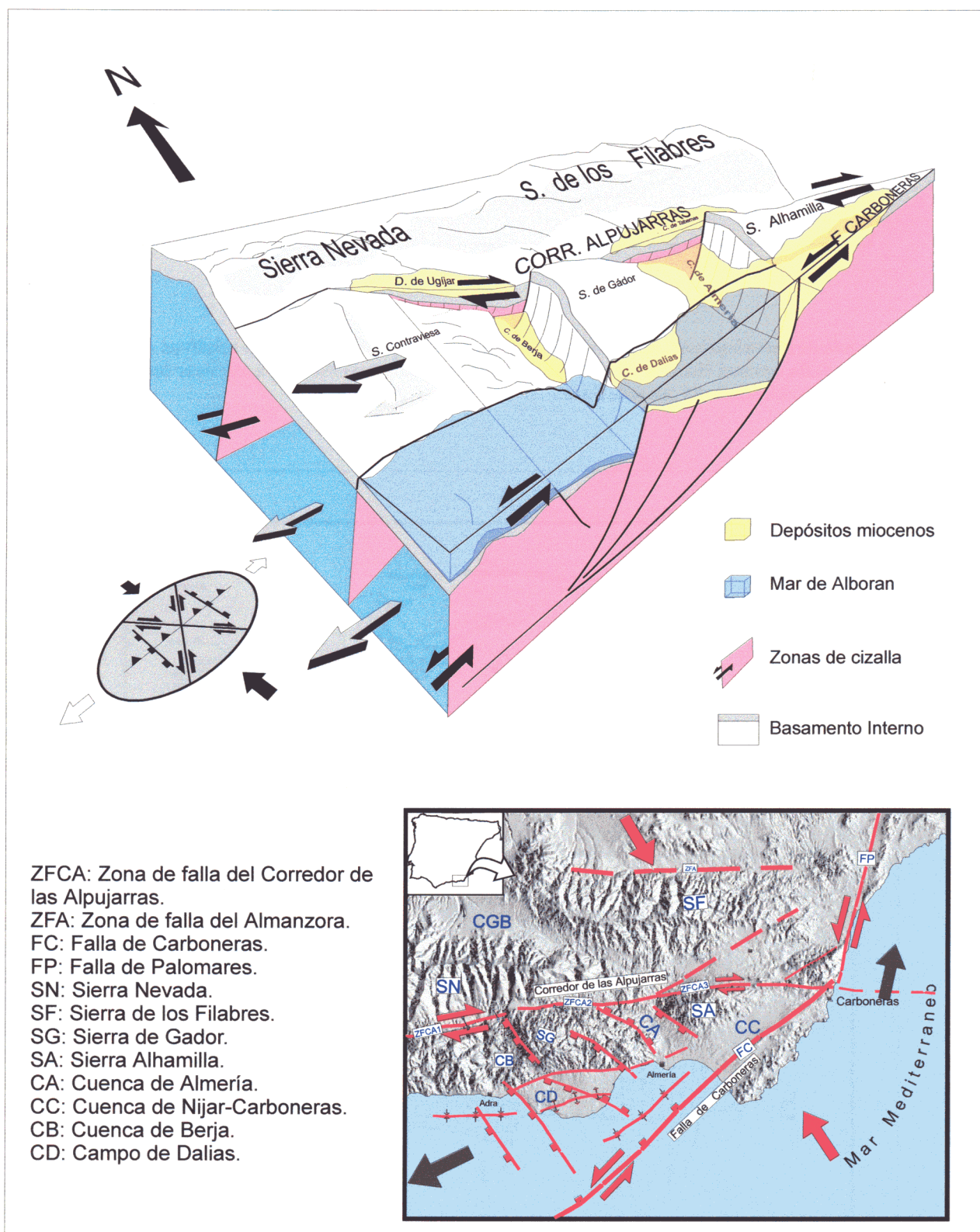
En la Fig. 3-41 se adapta el modelo a la morfotectónica de la zona. Cada segmento de la ZFCA con distinta tasa de movimiento (Fig. 3-40) está asociado a una sierra de basamento que presenta signos de basculamiento hacia el Este: sierra de la Contraviesa, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> de Alhamilla. Los bordes occidentales de las dos últimas, están controlados por zonas de fracturación extensional buzando hacia el Oeste. Lo mismo parece producirse en la S<sup>a</sup> de la Contraviesa, ya fuera de la zona de estudio. Las zonas de falla extensional que limitan por el Oeste las sierras de Gádor y Alhamilla se enraizarían en profundidad en la zona de baja velocidad situada a unos 10 Km, de manera que sus movimientos combinados inducen los basculamientos observados en las sierras y en el Campo de Dalías, así como los hundimientos relativos continuados durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario observados en el sector Adra-Berja-Dalías y en la cuenca de Almería.

Otros modelos como el creado para explicar basculamientos y movimientos verticales

recientes asociados a fallas normales al Sur del golfo de Suez (Fig. 3-42), ilustran la existencia de levantamientos y hundimientos coetáneos entre sí y equiparables cinemáticamente a los observados en la S<sup>a</sup> de Alhamilla, S<sup>a</sup> de Gádor y depresiones de Berja y Almería. Basculamientos similares asociados a fallas normales con geometría más planar se observan en otras zonas como por ejemplo el golfo de Corinto (Fig. 3-43).

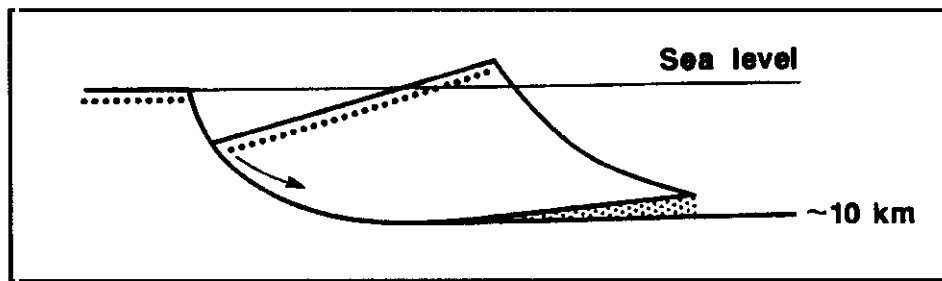
Considerando la existencia de anisotropías previas y fallas menores paralelas a la dirección de acortamiento, podemos complicar el modelo de escape (Fig. 3-44). En estas condiciones pueden producirse escapes de menor escala asociados a activaciones de fallas sinestrosas N 50 como las observadas en el entorno de Ugíjar (mapa 2). También pueden producirse gradientes de traslación superiores hacia el Oeste en determinados bloques que se reflejen en mayores tasas de extensión en su interior. La posible existencia de un movimiento de traslación mayor en una porción de la cuña limitada por una falla de orientación N 70 (falla del Sur de Gádor) induciría una mayor extensión en esa porción. Ello explicaría el mayor grado de hundimiento relativo sufrido durante el Mioceno superior por el bloque situado al Sur de esa falla. En la



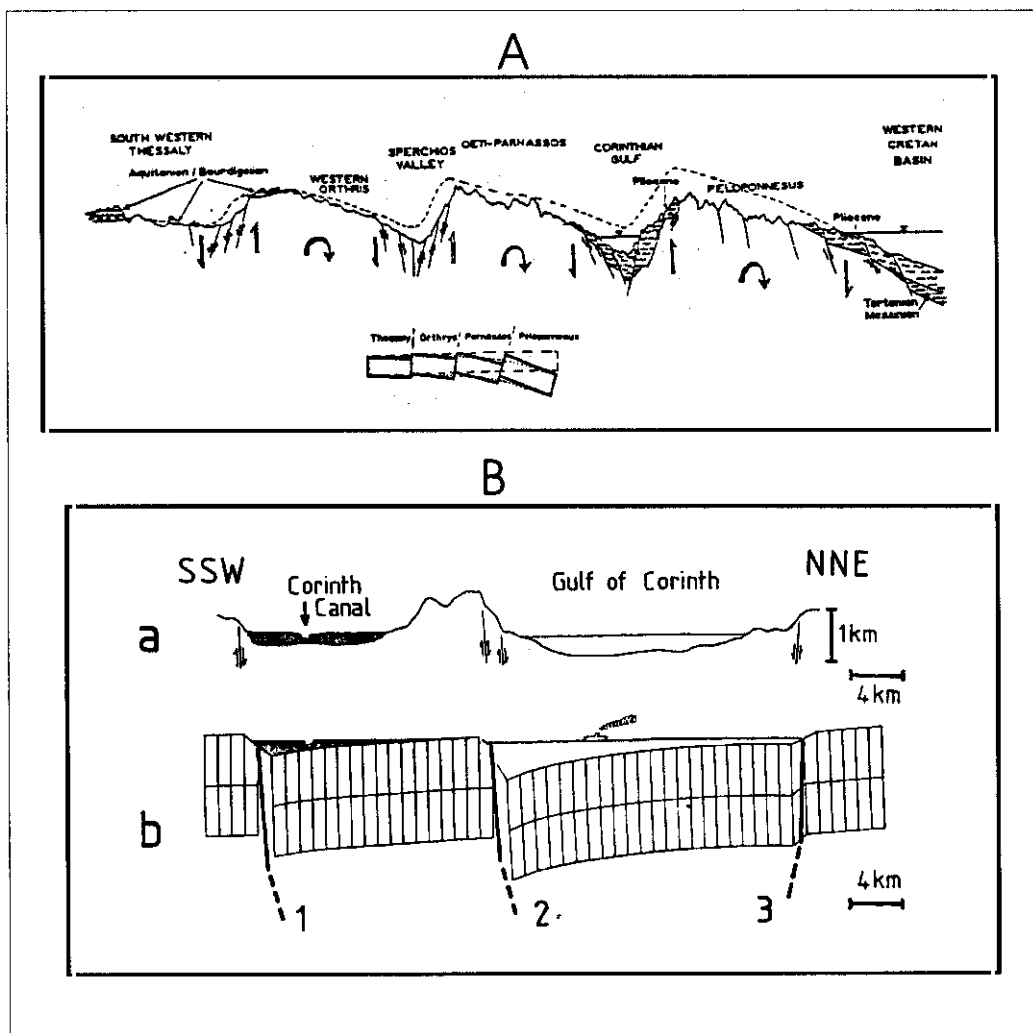


**Fig. 3-41.** Modelo cinemático de escape semejante al de la Fig. 3-39, adaptado a la morfotectónica de la zona del sur de Almería. Las zonas de falla extensionales que controlan los borde occidentales de las sierras de Gádor y Alhamilla conducen la tracción que se produce en el interior de la cuña limitada por la ZFCA y la FP. El modelo requiere un comportamiento segmentado de estas dos zonas de falla, con tasas de movimiento crecientes hacia el oeste. (Explicación en el texto).

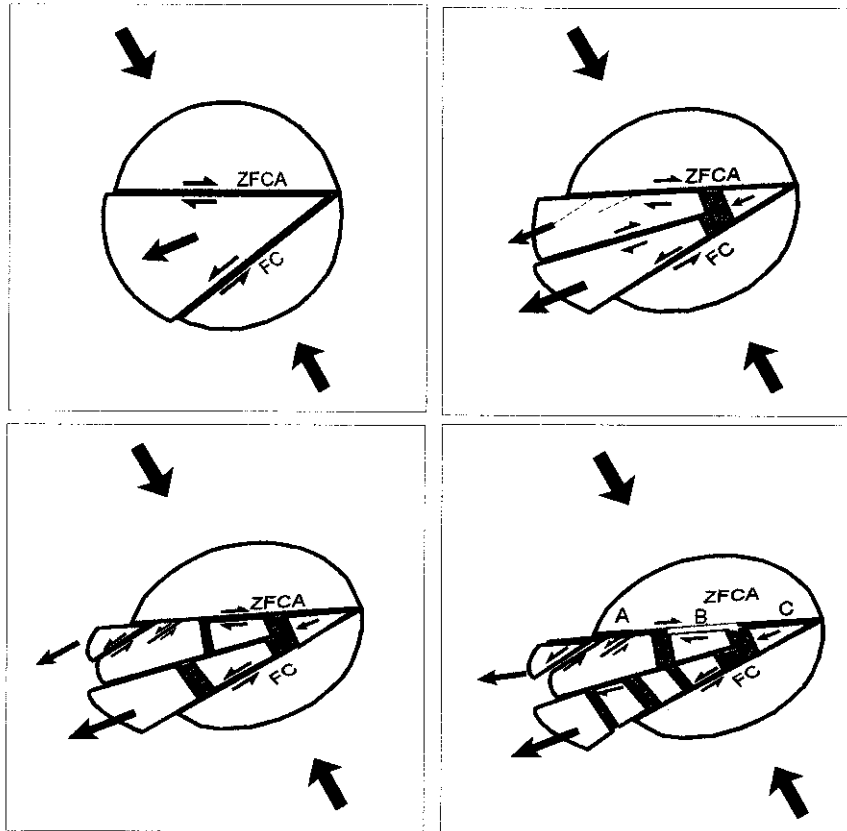




**Fig. 3-42.** Modelo de basculamiento acompañado de levantamientos y hundimientos relativos controlado por la actividad de una falla normal listrica. Creado por Moretti y Colletta (1988) para explicar los basculamientos recientes observados en la zona del canal de Suez.



**Fig. 3-43.** Modelos cinemáticos de basculamientos de carácter regional controlados por fallas normales en el Peloponeso (1) (Dermitzakis y Papanicolau, 1979) y golfo de Corinto (2) (Jackson et al., 1982).



A, B y C : Segmentos con distinta tasa de movimiento tanto horizontal como vertical.

■ Zonas en extensión.

**Fig. 3-44.** Complicación del modelo de escape tectónico de la fig. 3-40 mediante la adición de fallas menores oblicuas y subparalelas a las fallas de borde. La actividad de estas fallas en el marco del escape complica la cinemática de los bloques en el interior de la cuña generando escapes y tracciones a diferentes escalas. Es coherente con el modelo la existencia de zonas de falla transpresivas coetáneas con tectónica extensional en zonas próximas. (Explicación en el texto).

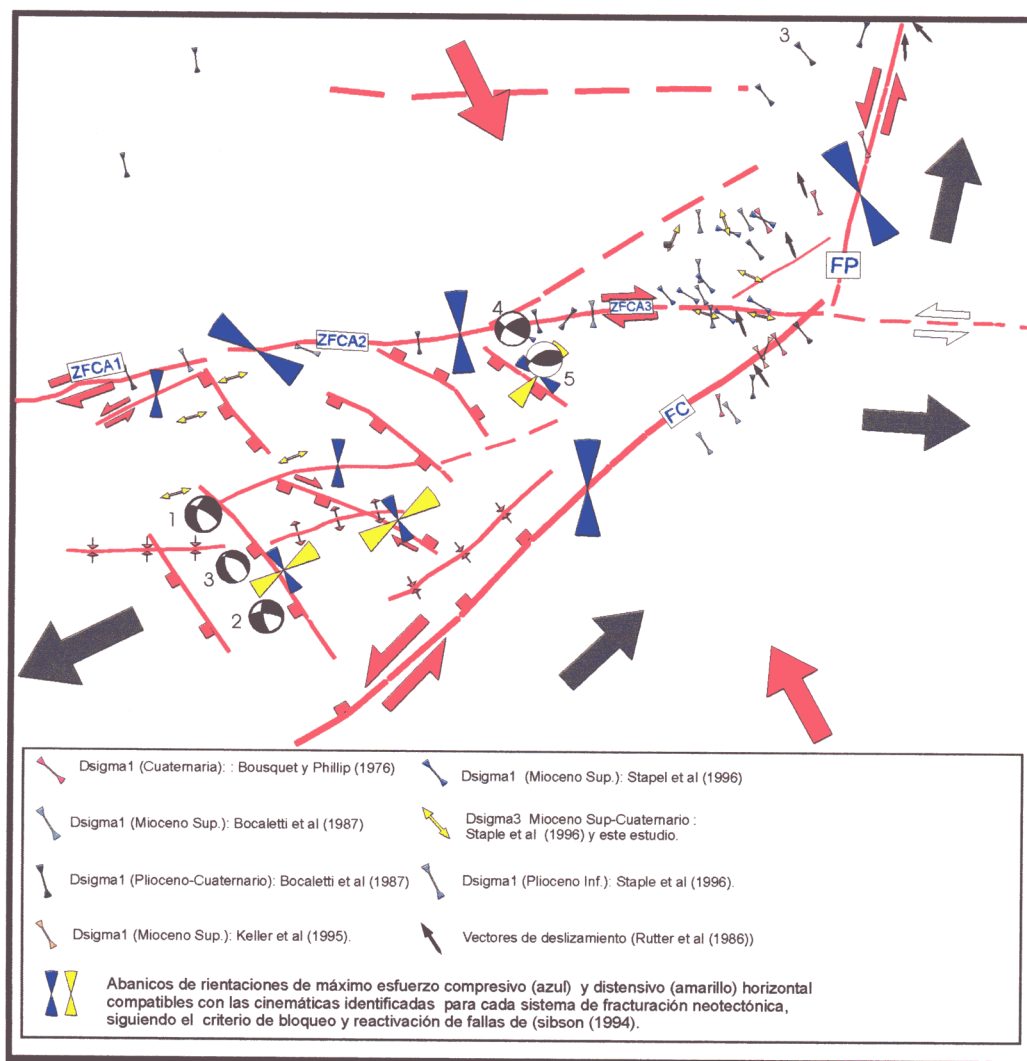
actualidad, esa zona se encuentra sumergida bajo el Mar de Alborán.

El modelo cinemático propuesto explica la coexistencia de estructuras distensivas y compresivas durante períodos concretos del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. A medida que progresa el proceso de escape, el ángulo entre las fallas de borde ZFCA y FC tiende a disminuir debido a la existencia de cierta deformación interna. Ello es coherente con la existencia de regímenes transpresivos en ambas zonas de falla.

#### 3.6.4. Modelo dinámico

En la Fig. 3-45 se representa un esquema estructural de la zona estudiada sobre el que se han proyectado direcciones de máximo acorta-

miento horizontal deducidas durante el período neotectónico en trabajos previos y a lo largo de este estudio. Asimismo, se señalan los abanicos de orientaciones de acortamiento y extensión mecánicamente coherentes con las cinemáticas de los principales sistemas de fracturación que afectan a los depósitos de edad miocena superior, pliocena y cuaternaria. La gran mayoría de datos, obtenidos muchos de ellos a partir de análisis estadístico de la fracturación, se sitúan próximos a la zona de interacción de la ZFCA, la FC y la FP. Las direcciones de acortamiento obtenidas para el período Mioceno superior - actualidad se sitúan siempre entre N-S y NNO-SSE. Las direcciones de máxima extensión horizontal son ENE-OSO en el interior de la cuña y casi E-O en el sector oriental de la ZFCA. En el interior de las cuencas de Sorbas y Vera las direcciones de extensión horizontal en los tensores extensionales descritos son variables entre NO-SE y E-O.



**Fig. 3-45.** Esquema estructural de la zona estudiada sobre el que se han proyectado direcciones de máximo acortamiento horizontal deducidas durante el período neotectónico en trabajos previos y a lo largo de este estudio. Se señalan también los abanicos de orientaciones de acortamiento y extensión mecánicamente coherentes con las cinemáticas de los principales sistemas de fracturación neotectónica. Se han añadido los mecanismos focales de las dos series sísmicas más importantes acaecidas en la zona : Adra Mb: 5.0-4.9 (1993-1994) (números 1 y 2: eventos principales, nº 3: mecanismo conjunto de las réplicas) y serie de S. Alhamilla Mb: 5.0 (1984) nº 4: evento principal y nº 5: mecanismo conjunto. Los mecanismos focales con coherentes con la dinámica propuesta en el modelo de escape tectónico.

Desde un punto de vista temporal, de la observación de la distribución espacial y temporal de los paleoesfuerzos se deduce:

-A: Durante el Mioceno superior se obtienen direcciones de máximo esfuerzo compresivo horizontal variables entre NNE-SSO y NO-SE en las zonas de cizalla que limitan la cuña. Fuera de ella hacia el Norte solo se han identificado orientaciones NO-SE.

-B: Durante el Plioceno Inferior se identifican direcciones de acortamiento entre N-S y NNO-SSE tanto en los bordes de la cuña como al Norte de ella.

-C: Durante el Plioceno y el Cuaternario las direcciones de acortamiento se sitúan entre NNE-SSO y NO-SE tanto en los bordes como al Norte de la cuña.

-D: La extensión ENE-OSO observada en el interior de la cuña ha sido activa durante el Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario.

De todo ello se desprende la existencia a lo largo del período neotectónico de varios campos de esfuerzos de distinta naturaleza y orientación en la zona estudiada. Al menos dos tensores compresivos con direcciones de máximo esfuerzo compresivo NNE-SSO y NNO-SSE, y un tensor

extensional con una orientación de  $\sigma_3$  ENE-OSO. Estos tensores afectan a áreas importantes. Otros tensores extensionales identificados en las cuencas de Vera y de Sorbas parecen presentar un carácter más local.

En los trabajos previos se deducen alternancias en el tiempo entre esos campos de esfuerzos que controlan las reactivaciones o bloqueos de las principales zonas de falla de la zona (ZFCA, FC y FP). Sin embargo, los límites temporales entre los distintos episodios de acortamiento varían de unas zonas a otras (Fig. 3-11).

#### 3.6.4.1. Campo de esfuerzos extensional

Es interesante, para explicar este tensor, hacer notar las implicaciones dinámicas que presenta la evolución del modelo cinemático antes descrito (figs. 3-41 y 3-44). Si consideramos un comportamiento segmentado de las fallas que limitan la cuña, dentro de un régimen de deformación sísmica, la activación puntual (cosísmica) de uno solo de los segmentos en un momento determinado, se traduce en un movimiento de traslación hacia el Oeste de uno de los bloques internos de la cuña (el limitado por ese segmento), y no de los demás. Ello induce una acumulación de esfuerzos de tracción en el límite oriental de dicho bloque respecto del bloque situado más al Este que permanece inmóvil. Este ciclo de movimiento de desgarre-traslación-tracción repetido a lo largo de cientos de miles o millones de años se refleja en la existencia de un tensor de esfuerzos extensional secundario en el interior de la cuña, generado por los esfuerzos transferidos por el desgarre de borde de la cuña, que a su vez es activado por el campo de esfuerzos compresivo primario o regional.

La existencia de estructuras compresivas de plegamiento orientadas NE-SO en el interior de la cuña creemos que son asimismo coherentes con el modelo. Es plausible que existan periodos en los que la liberación de esfuerzos distensivos a través de las sucesivas reactivaciones de las fallas normales NO-SE, haga que en el interior de la cuña desaparezcan durante determinados intervalos de tiempo los esfuerzos de tracción y en tal caso predomine el tensor compresivo regional capaz de generar estructuras de plegamiento, o incluso reactivar fallas

preexistentes con movimientos de desgarre o inversos (fallas de desgarre del Sur de Ugijar, o movimientos de desgarre en las fallas N 120-140 de Campo de Dalías).

La posición y carácter de los mecanismos de foco de los terremotos de mayor magnitud acaecidos en el Sur de la cordillera durante los últimos años (Fig. 3-45) apoyan este modelo. Los terremotos de Adra (1993 Mb: 5.0 y 1994 Mb: 4.9) se sitúan en el interior de la cuña y presentan mecanismos con fuerte componente normal. El terremoto de S<sup>a</sup> Alhamilla (1984 Mb: 4.9) se situó en el borde Norte de la cuña, relacionado con la ZFCA y su mecanismo de foco de tipo inverso (ver capítulo 4.3.3).

#### 3.6.4.2. Campos de esfuerzos compresivos

La dirección de convergencia entre Europa y África durante los últimos 9 m.a. ha inducido un acortamiento en la Cordillera Bética según una dirección NNO-SSE (Galindo Zaldívar et al., 1993). Como ya se describió en la interpretación de los campos de esfuerzos identificados en la FAM y su entorno, los distintos estudios acerca de mecanismos focales (capítulo 4), medidas de esfuerzos *in situ* (Zoback et al., 1989 y 1992), modelizaciones de esfuerzos a partir del análisis elástico de elementos finitos (Gölke y Coblenz, 1996) e incluso los movimientos relativos medidos entre las placas Euroasiática y Africana (NASA, 1998) apoyan la existencia de una convergencia durante el periodo neotectónico entre dichas placas según una orientación NNO-SSE.

Teniendo esto presente, pensamos que cualquier otra dirección de acortamiento que se aparte de la orientación NNO-SSE propia de la cinemática de las placas mayores que se enfrentan en este sector debe estar causada por tensores de esfuerzos de menor jerarquía y carácter local. Estos tensores deben estar asociados a efectos dinámicos motivados por perturbaciones del campo regional asociados a movimientos diferenciales de bloques corticales o etapas de activación y bloqueo de zonas de cizalla de carácter cortical.

Ya en el capítulo 2.10. se discutió acerca de las modificaciones de las trayectorias de esfuerzos inducidas por fallas preexistentes. En

este sentido, desde Hubert (1937), se ha observado la viabilidad de los estudios experimentales de deformación para la modelización de deformaciones y esfuerzos naturales. En estos estudios se obtiene que la activación de fallas preexistentes tiende a producir rotaciones en la orientación del máximo esfuerzo compresivo horizontal del campo regional (ver discusión realizada para la FAM en capítulo 2.10.3), de manera que tiende a situarse paralelamente a la zona de falla, tal y como ha sido observado a diferentes escalas en estudios de distribución de esfuerzos y paleoesfuerzos (Fig. 2-93). El resultado del experimento analógico realizado por Odonne et Massonnat (1992) muestra la influencia de un sistema de fallas conjugadas en la distribución de la deformación (Fig. 3-46). Puede observarse que los ejes de máximo acortamiento tienden a situarse paralelos a la dirección de las fallas en sus extremos en compresión. En los sectores en tracción tienden a girar (aunque en menor medida) hacia una orientación perpendicular a las fallas. Estos efectos modelizados en laboratorio, fueron observados por dichos autores alrededor de la falla de Meyrueis: una zona de falla de desgarre con más de 30 Km de longitud situada en el Sur de Francia. Los valores de deformación alrededor de la falla los obtuvieron, a partir del espesor acumulado de venas de calcita y a partir de picos estilolíticos.

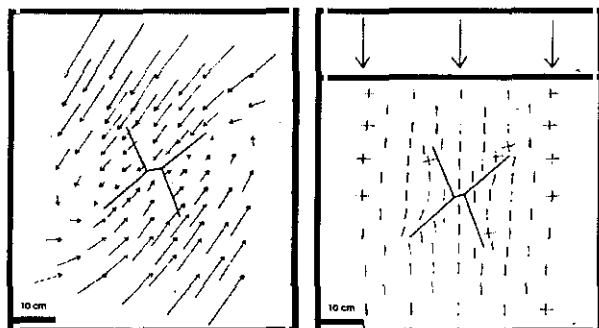


Fig. 3-46. Resultado del experimento analógico de Odonne et Massonnat (1992) en el que se observan las modificaciones en las direcciones de acortamiento (B) inducidas por la actividad de un sistema de fallas conjugadas preexistentes sometidas a compresión; B. vectores de desplazamiento finito al final del experimento.

Este tipo de estudios se centran en la observación de deformaciones finitas. Sin embargo, en estudios recientes Cashman y Ellis (1994) han modelizado los desplazamientos instantáneos que un campo de esfuerzos regional induce en una falla y cómo estos desplazamientos inducen a su vez modificaciones locales del

campo regional dando lugar a desplazamientos en fallas próximas aparentemente incompatibles con el campo regional. La modelización de estos movimientos mediante ecuaciones de deformación elástica demuestra que fallas próximas pueden interactuar entre si de modo que se induzcan movimientos de carácter cosísmico aparentemente incoherentes con el campo regional. La conclusión de ese estudio como ya adelantamos en el capítulo 2.10.2. es que los esfuerzos regionales pueden ejercer un control dominante sobre el vector de deslizamiento de una falla, sin embargo, factores locales pueden perturbar ese campo de esfuerzos.

Teniendo en cuenta todas estas observaciones pensamos que las direcciones de acortamiento observadas en la zona (orientadas entre NNE-SSO y NNO-SSE) pueden estar asociadas a perturbaciones del campo regional. La falla de Palomares tiene una dirección NNE-SSO, presenta un carácter cortical y la zona de cizalla asociada a su movimiento alcanza un espesor de 30 Km (Weijermars, 1987). Además esta falla está controlando un proceso de indentación tectónica de un bloque rígido hacia el Norte situado al Este de su traza que configura el Arco de Águilas (Coppier et al. 1989), ver Fig. 3-47.

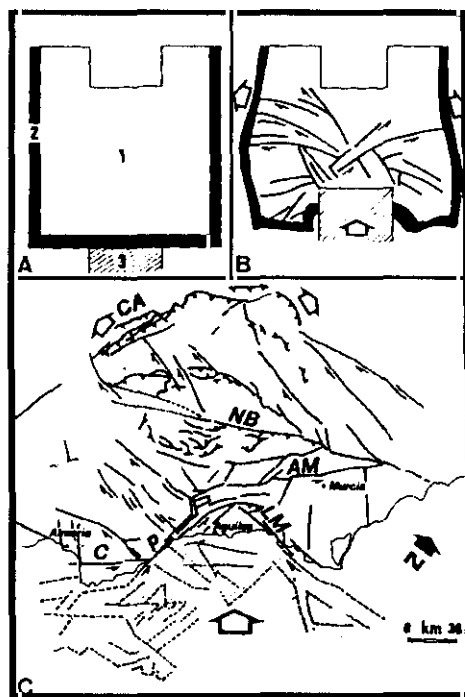


Fig. 3-47. Comparación entre los resultados de un modelo analógico de indentación tectónica simétrica y la estructura del sureste de la Cordillera Bética, según Coppier et al. (1989). La indentación de un bloque cortical rígido limitado por las fallas de Palomares (P) Las Moreras (LM) induciría la formación del Arco de Águilas.

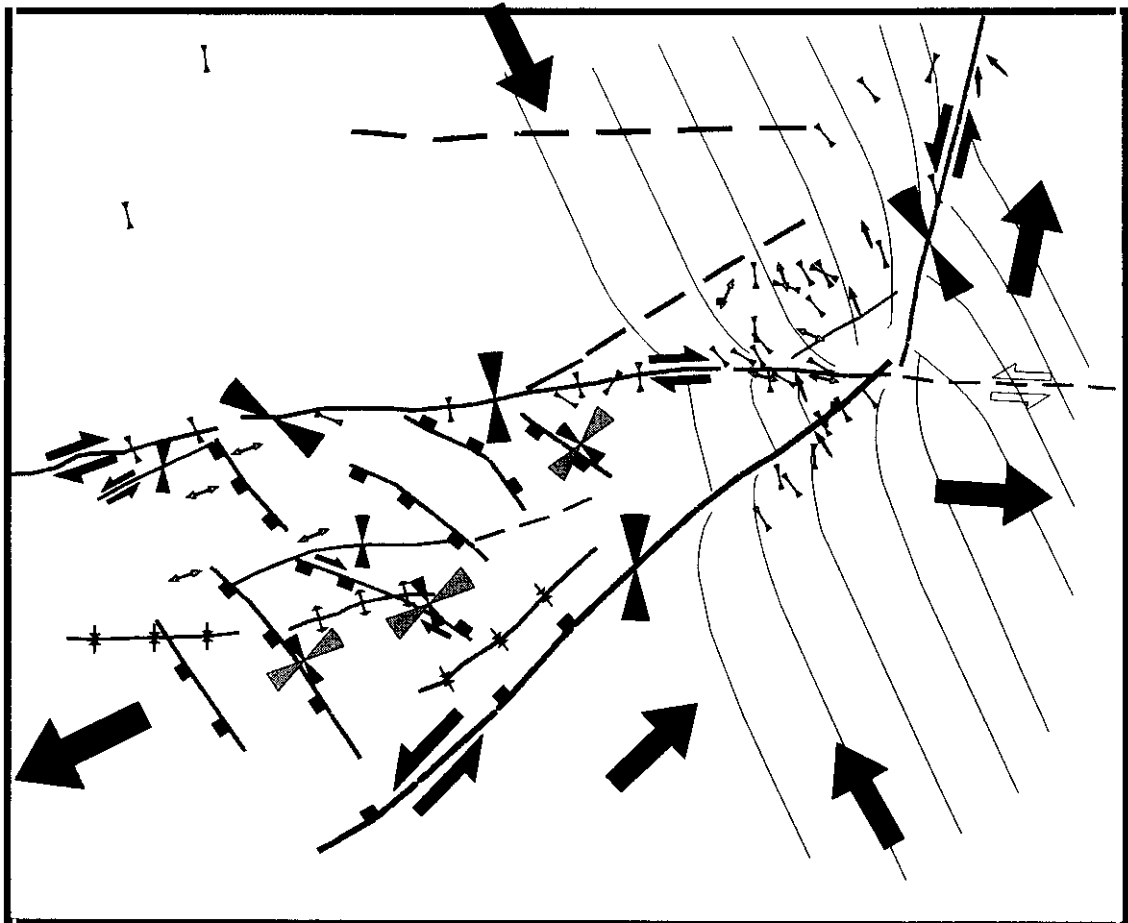
Esto hace que la FP constituya la zona de cizalla con mayor grado de deformación por cizalla simple asociada a desgarre en la región durante el Mioceno superior y Plioceno. Asimismo, ya se ha citado con anterioridad (capítulo 3.1.3) que en varios trabajos realizados en la zona de contacto entre la ZFCA, FC y FP los episodios de mayor actividad en la FP coinciden con episodios de menor actividad en la ZFCA. Ello puede ser un indicio de que la perturbación del campo regional en las etapas de mayor actividad de la FP induce rotaciones horarias de la dirección de acortamiento regional que condicionan el grado de actividad de las fallas o segmentos de falla situadas al Oeste y Suroeste de ella, esto es: el sector oriental de la ZFCA y la FC.

Perturbaciones semejantes pueden darse, asimismo, asociadas a la actividad de desgarre de la ZFCA y de la FC. En la Fig. 3-48 se han añadido a las direcciones de acortamiento

conocidas, las trayectorias teóricas hipotéticas que cabría esperar en función de la cinemática de desgarre de las tres zonas de falla principales, teniendo en cuenta las variaciones angulares obtenidas en sus experimentos por Odonne et Massonat (1992) y en los cálculos teóricos de Chinery (1966).

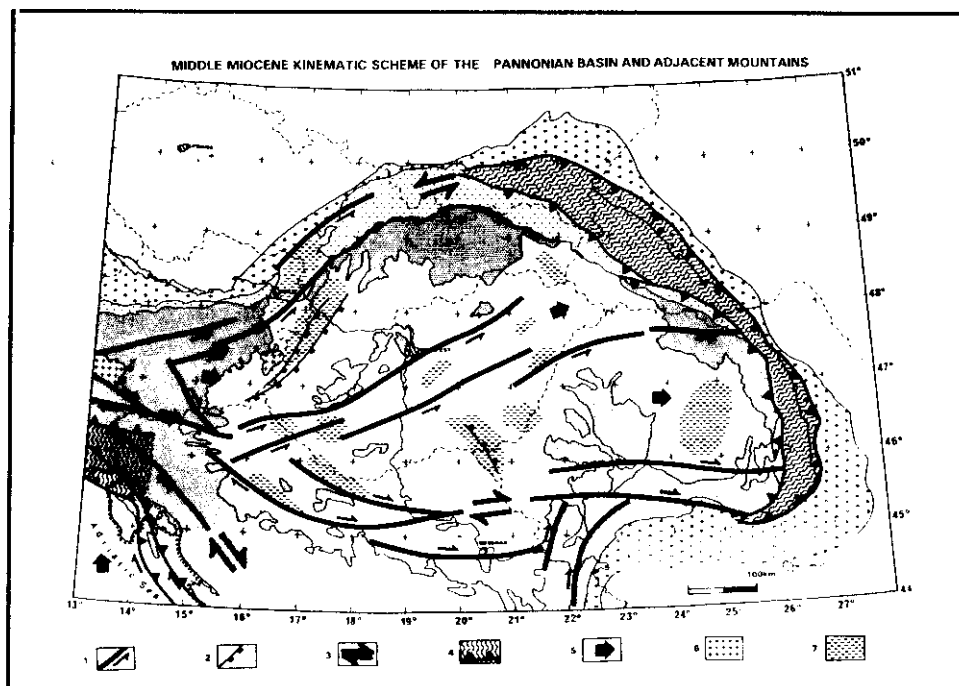
### 3.6.5. Discusión

Galindo Zaldívar et al. (1993) a partir de la determinación de paleoesfuerzos a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario a través del estudio de criterios cinemáticos en microestructuras frágiles así como del análisis de los mecanismos focales de terremotos concluyen que desde el Tortonense superior hasta la actualidad el campo de esfuerzos regional que ha afectado al conjunto de la Cordillera Bética Central y Oriental es coherente con un



**Fig. 3-48.** Modelo teórico de las modificaciones de la trayectoria del máximo esfuerzo compresivo horizontal inducidas por la actividad combinada de las tres zonas de falla mayores que surcan al zona sur de Almería, considerando las variaciones angulares de Chinery (1966). Se han representado también las direcciones de máximo esfuerzo horizontal deducidas en trabajos previos para el periodo neotectónico. Ver Fig 3-14.





**Fig. 3-49.** Modelo de formación de la cuenca Panionica asociada al régimen extensional disparado por un proceso de escape tectónico controlado por fallas de desgarre con cinemáticas contrarias, según Horvátz (1993). 1. Fallas de desgarre mayores. 2. Falla normal tipo detachment. 3. Zona de deformación por cizalla. 4. Zona de plegamiento y fracturación inversa. 5. Dirección de movimiento de los bloques mayores. 6. Metamorphic core complex. 7. Áreas de subsidencia.

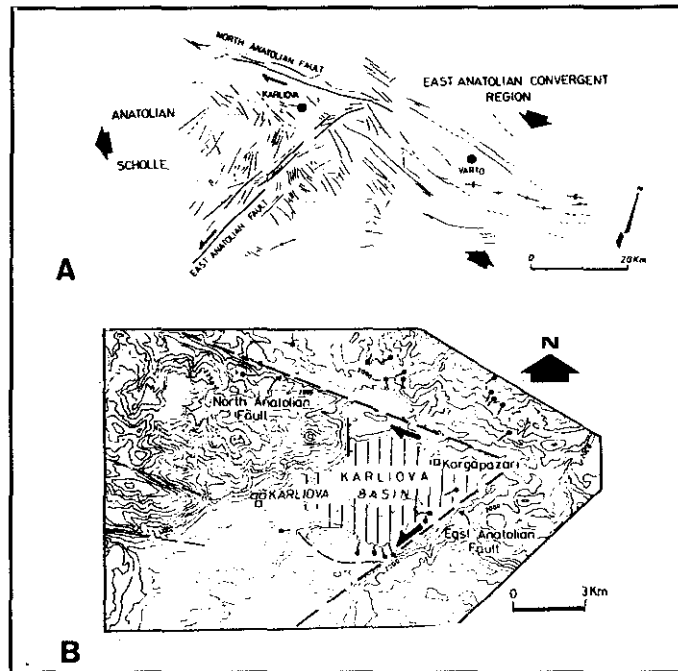
acercamiento NO-SE entre las placas Euroasiática y Africana. Este acercamiento genera un campo de esfuerzos compresivo con una dirección de acortamiento horizontal aproximadamente N 150.

En este marco dinámico, el modelo local que se propone constituye en definitiva un mecanismo de escape al cual se asocia una extensión producida por tracción dentro de la cuña que escapa hacia el Oeste. A este respecto los procesos de extensión y sedimentación (formación de cuencas) asociados a procesos de escape han sido identificados en varias regiones del mundo. Como ejemplo, encontramos la extensión que controla la formación y evolución de la cuenca Panionica situada en el extremo nororiental del Cinturón Alpino Europeo (Fig. 3-49). En este caso la extensión se asocia a un proceso de escape de carácter regional hacia el Este controlado por la actividad de zonas de falla de desgarre sinestroso y dirección NE-SO situadas al Norte (Cárpatos Occidentales) y zonas de falla de desgarre dextroso NO-SE situadas al Sur (Dinárides y Cárpatos Meridionales). El mecanismo de extensión asociado a este escape se basa en la reactivación, como fallas normales de bajo ángulo, de planos de *detachment*

previamente compresionales. Asimismo, actúan fallas normales de alto ángulo y fallas de desgarre que se enraizan en los mismos planos de *detachment* (Horvátz, 1993).

Otro ejemplo similar se observa en la formación de la cuenca de Karliova en Turquía (Fig. 3-50). Esta cuenca se sitúa en el extremo oriental del bloque limitado por las falla del Norte de Anatolia y la falla del Este de Anatolia. Su formación estaría asociada a un proceso de tracción en interior de la cuña que escapa hacia el Oeste.

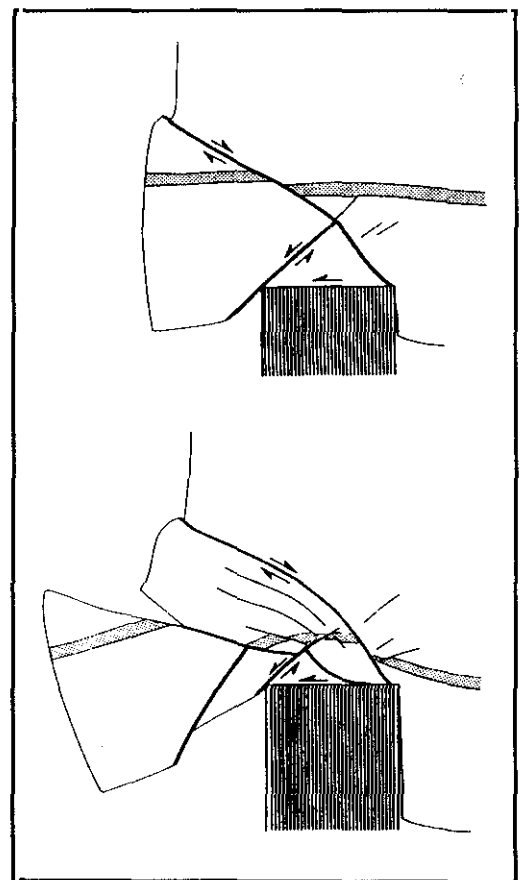
Por otra parte, debemos que la zona del Sur de Almería, aquí estudiada, se encuentra asociada espacialmente a un proceso de indentación tectónica descrito por Coppier et al. (1989) producido por el movimiento hacia el Norte de un bloque rígido controlado por la falla de Palomares. Esa indentación que estructura el Arco de Águilas, fue activa desde el Serravaliense hasta el Cuaternario y probablemente continúe activo. En este sentido, en la mayoría de los experimentos de deformación en los que se han estudiado procesos de indentación tectónica se observan fenómenos de escape lateral asociados a problemas de falta



**Fig. 3-50.** Posición de la cuenca de Karliova (Turquía) en relación con el proceso de escape tectónico hacia el oeste controlado por las fallas del norte de Anatolia y del este de Anatolia (tomado de Sengor et al. (1985). La tracción asociada al exceso de espacio que se produce por el movimiento de la cuña hacia el oeste, puede explicar la formación de la cuenca.

de espacio inducidos por la indentación (Fig. 3-51). En esta figura se muestra el resultado del experimento realizado por Peltzer (1988). La figura ha sido rotada y reflejada respecto de su posición original con el fin de poder observar mas fácilmente la semejanza con la posición y cinemática de las zonas de falla aquí tratadas. Análogamente a lo que se observa en el modelo, una indentación N-S controlada por la FP puede inducir un escape lateral controlado por la ZFCA y la FC.

En un modelo cinemático para la neotectónica de las Béticas orientales, Silva et al. (1993) explican la extensión reciente observada en el Sur de Almería a partir de la actividad de una zona de cizalla a la que denominan Zona de Cizalla del Este de las Béticas. Esta zona de falla estaría compuesta por la articulación de las fallas de Carboneras, Palomares, Alhama de Murcia y extremo oriental de la falla de Crevillente (Fig. 3-52a). Según este modelo la morfología sigmoidal de dicha zona de cizalla unida a su cinemática de desgarre sinestroso induciría la existencia de una zona en extensión al Norte de la falla de Carboneras (Fig. 3-52b). Con este modelo pretenden explicar la tectónica extensional



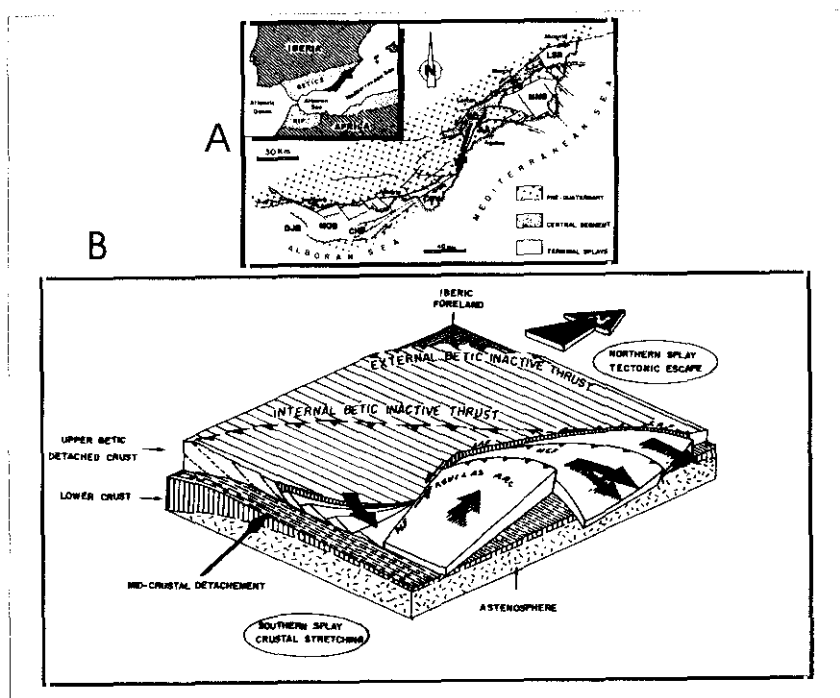
**Fig. 3-51.** Ensayo de deformación analógica de Peltzer (1988) en el que se modeliza un proceso de indentación tectónica. Los procesos de escape ortogonales son frecuentes asociados a la indentación a causa de la falta de espacio que ésta induce.

neógena y cuaternaria en el Sur de Almería, a la vez que la tectónica compresiva y transpresiva de la misma edad en las zonas orientales de la Cordillera. En nuestra opinión, tal extensión es cinemática y dinámicamente inconsistente con el movimiento de la zona de cizalla regional descrita por esos autores. Además, los elevados ángulos que forman entre sí la FC, la FP y la FAM que se traducen en cambios bruscos de orientación en los puntos de contacto, hace difícil considerar que en su conjunto se comporten como un corredor de cizalla en el que puedan transferirse entre sí los movimientos de desgarre sinestroso tal y como se muestra en el modelo. Más bien, esas fallas limitan bloques de naturaleza cortical con cinemáticas individualizadas en función de sus morfología, orientación espacial y condiciones de borde (exceso de espacio, constreñimiento...etc.).

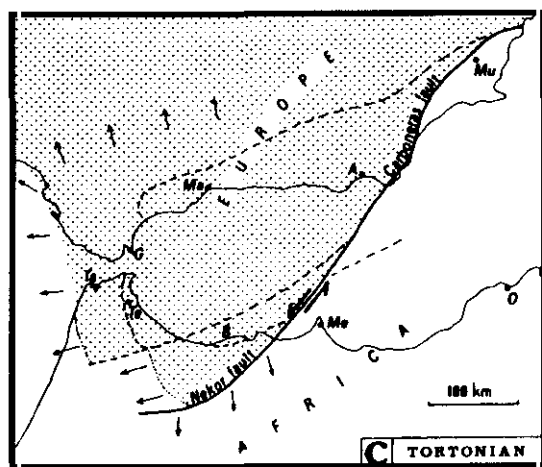
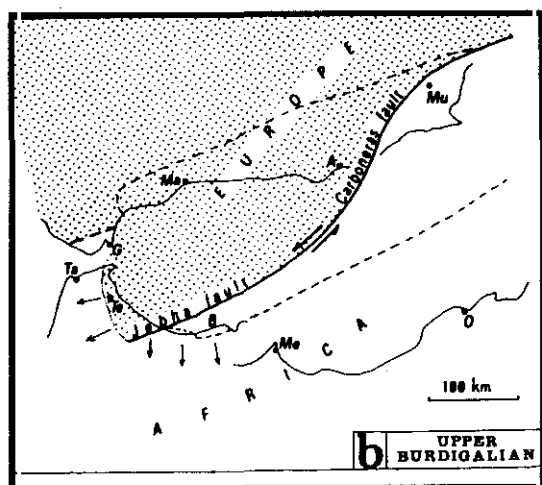
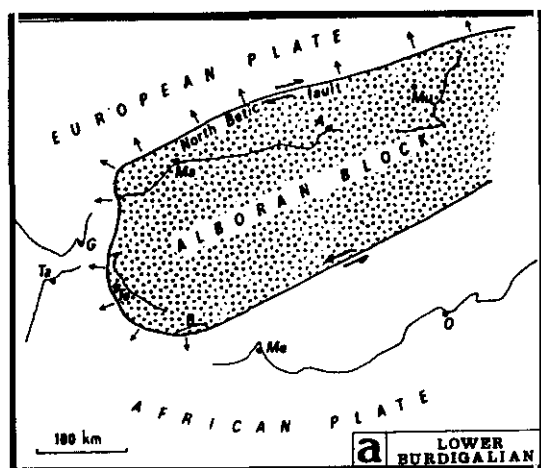
En relación con otros modelos cinemáticos propuestos a escala de toda la cordillera e incluso (a escala regional) del sistema: Cordillera Bética-cuenca de Alborán-Rif, el modelo local propuesto en este estudio es coherente con el modelo regional de Sanz de Galdeano (1996) en el que explica la formación del Arco de Gibraltar. En relación con movimientos diferenciales hacia

el Oeste de las zonas internas (Fig. 3-5). En ese modelo se propone que desde el Burdigaliense superior hasta al menos el Mioceno medio, las zonas internas sufren movimientos diferenciales hacia el Oeste controlados por fallas de desgarre N 70-90 entre las que destaca la zona de falla del Corredor de las Alpujarras. Este modelo se enmarca en el proceso de convergencia NNO-SSE entre Europa y África, con el que coexistía la apertura durante el Mioceno inferior y medio de la cuenca Albero-Provenzal, al Este del actual Mar de Alborán. La apertura de esta cuenca y su propagación (luego frustrada) hacia el Oeste propició la existencia de faltas de espacio que favorecerían procesos de escape.

Leblanc (1990) propuso un modelo cinemático para la evolución del Arco de Gibraltar y el Mar de Alborán basado en la formación durante el Burdigaliense superior de una zona de cizalla sinestrosa (citada ya por Larouzière et al. (1987) como zona de cizalla Transalborán) que conectaría la falla de Jebha al Norte de Marruecos con la de Carboneras (Fig. 3-53). Después, ya en el Tortoniense la propagación hacia el Norte de la falla de Nekor trasladaría hacia el Este la zona de desplazamiento principal de la zona de cizalla.



**Fig. 3-52.** Modelo cinemático de Silva et al. (1993) para explicar las deformaciones extensionales y compresionales en el sector oriental de la cordillera. Interpretan que las fallas de Carboneras, Palomares y A. de Murcia se articulan en un corredor de desgarre sinestroso y de forma sigmoidal. Esta morfología sería la que induciría la extensión observada en el sur de Almería.



**Fig. 3-53.** Modelo cinemático para la evolución del Arco de Gibraltar y mar de Alborán durante el Mioceno, según Leblanc (1990). Según este modelo, tras el movimiento de traslación hacia el oeste de las Zonas Internas, se continuó hasta el Tortoniano un proceso de escape asimétrico controlado por la actividad de las fallas de desgarre del norte de Marruecos y la zona de cizalla Transalborán, permaneciendo inactivo el sector Bético.

En todo caso, la formación de esta cizalla indujo un “semiescape” lateral hacia el Oeste muy activo en su borde Sur y poco activo en su borde Norte (margen Bético), que explicaría la morfología asimétrica del Arco de Gibraltar.

En el modelo local aquí presentado se considera que la ZFCA constituye una zona de falla activa en ese proceso de escape, si bien con un grado de actividad (en cuanto a movimientos horizontales postortonianos) muy inferior al de la FC. Ello induce un mayor efecto de tracción en el sector Sur de la cuña y de ahí una mayor extensión coincidente con el área de la cuña sumergida bajo el mar.

A lo largo del estudio neotectónico presentado, hemos identificado suficientes evidencias tanto estructurales como morfológicas para considerar que la zona de falla del Corredor de Las Alpujarras, si bien con un movimiento limitado en la horizontal, ha seguido controlando el movimiento hacia el Oeste de las zonas internas para tiempos postortonianos al menos en sus sectores central y oriental. En todo caso, de modo suficiente como para condicionar modificaciones del campo de esfuerzos regional en el interior de la cuña. La disminución evidente de la actividad de desgarre en la ZFCA a partir del Tortoniano se refleja en un predominio de movimientos verticales diferenciales así como en la formación de fallas menores N 45-50 sinestrosas que interfieren con ella, fundamentalmente en el sector de Ugijar.

En definitiva, pensamos que el modelo cinemático-dinámico propuesto para la neotectónica y tectónica activa en el Sur de Almería es coherente con la evolución geodinámica general de la zona en el marco de una convergencia Béticas-Alborán-Rif controlada por un acercamiento NO-SE entre las placas Euroasiática y Africana. Su extrapolación a regiones más occidentales lo hacen coherente con la evolución de la geometría del Arco de Gibraltar y con el gradiente de movimiento de desgarre en la ZFCA. Asimismo, explica algunas de las extensiones observadas en la cuenca de Alborán.



***Referencias***  
***Capítulo 3***





## Referencias

- Albert-Beltran, J.F. (1977).** El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Bol. Geol. Min. España*. 91: 36-48.
- Aldaya, F. (1969).** Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujárrides al sur de Sierra Nevada. (Zona Bética. Prov. de Granada). *Bol. Geol. Min. España*. 83: 212-217.
- Aldaya, F., Álvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A. y Navarro-Vilá, A. (1991).** The Maláguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *C.R. Acad. Sci. Paris* 313: 1447-1453.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971).** Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12: 191-198.
- Baena, J., García Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A. y Wandossell, J. (1982).** Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E.1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses. 105 pp., ITGE (Madrid).
- Banda, E. y Ansonge, J. (1980).** Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67: 779-789.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993).** Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221: 53-66.
- Banks, C.J. y Warburton, J. (1991).** Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*. 191: 275-289.
- Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997).** Preliminary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, Vol. 24, 1-4: 51-66.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983).** Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques. (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, t. XXV, n°: 2: 205-217.
- Boccaletti, M.R. y Danielli (1984).** Il sistema regmatico neogenico-quadernario nell'area Mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. *Mem. Società Geologica Italiana*, 24: 465-482.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976a).** Observations micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Cuad. Géol.* 7: 57-67.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976b).** Observations micro-tectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18: 711-724.
- Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975).** Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, 6: 113-119.
- Bull, W. B. y McFadden, L. (1977).** Tectonic geomorphology North and south of the Garlock Fault (California). En: (D.O. Doehring Ed.) *Geomorphology in arid regions. Pub. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton. 115-138
- Capote, R., De Vicente, G. y López casado, J.M. (1991).** An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Carbó, A. (1988).** Programa CDGRAV para el cálculo de la anomalía de Bouguer. Inédito.
- Carbonell, R., Sallarés, V., Pous, J., Dañobeitia, J.J., Queralt, P., Ledo, J.J. y García Dueñas, V. (1993).** A multidisciplinary geophysical study in the Betic Chain (southern Iberia Peninsula). *Tectonophysics*, 228: 137-152.
- Cashman, P.H. y Ellis, M.A. (1994).** Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single surface. *Geology*, 22: 1123-1126.
- Chinery, M.A. (1966).** Secondary faulting. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 3, 2: 163-190.
- Comas, M.C., García Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992).** Néogène extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MSC data. *Geo-Marine Lett.*, 12: 157-164.
- Coppier, G., Griveaud, P., De Larouzière, F., Montenat, C. y Ott D'Estevou, Ph. (1989).** Example of néogène tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3,1: 37-51.
- Coppier, G., Ott D'Estevou, P. y Montenat, C. (1990).** Kinematics and Palaeogeographic evolution of the Eastern Almería Basins. *Doc et Trav. IGAL* 12-13: 189-193.
- Egeler, C. y Simon, O.J. (1969).** Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques) Espagne). *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 25, 90 pp.
- Dermitzakis, M. y Papanicolau, D. (1979).** Paeogeography and Geodynamics of the Aegean area during the

Néogène. VII Int. Congres. Medit. Neogen, Athens. *Ann. Geol. Pays Hellén.*, h. Series, IV

**Estrada, F., Ercilla, G. y Alomso, B. (1997).** Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, **282**: 423-442.

**Fallot, P., Faure-Muret, A. y Fontboté, J.M. (1960).** Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone. *Bol. Inst. Geol. Min.* **81**: 345-557.

**Fournier, M. (1980).** Le Bassin de Nijar – Carboneras (Cordillères Bétiques): Néotectonique, étude des diaclases. Thèse 3ème cycle, Univ., Orléans. Paris 7: 1-154

**Fourniguet, J. (1975).** Neotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de Sierra Nevada, Andalousie (Espagne). These Univ. Orleans. 230 pp.

**Galindo-Zaldívar, J. (1986).** Etapas de fallamiento neógenas en la mitad occidental de la depresión de Ugijar. (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, **42**: 1-10.

**Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1989).** Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, **3**: 73-85.

**Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993).** Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present). *Tectonophysics*, **227**: 105-126.

**García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Soto, J.I. (1988).** Plis-nappes, cisaillements syn à post-métarmorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordilleras Béticas, Espagne), *C. R. Acad. Sci.*, Ser. II, **307**: 1389-1395.

**García-Dueñas, V. Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992).** Miocene extensional detachments in the outcopping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* **12**: 88-95.

**Giménez, J. (1998).** Quantificació de les deformacions verticals a l'est de la península Ibérica a partir d'anivellaments topogràfics de precisió. *Institut Cartografic de Catalunya, monografies tècniques* n° 5. 363 p.

**Giménez, J., Surinach, E. y Goula, X. (1998).** Quantification of tectonic deformation in southeastern Spain by comparing high precision leveling data. *Proceedings de la I Asamblea Hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica* (IX Asamblea Española), Almería (en prensa)

**Giraud, M. y Seguret, M. (1985).** A releasing solitary overstep model for the late jurassic-early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). En: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.

(K.T. Biddle y N. Christie-Blick Eds.). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.* N°: 37.

**Gölke, M. y Coblenz, D. (1996).** Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, **266**: 11-24.

**González Lodeiro, F., Aldaya, F., Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (1996).** Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geol. Rundsch*, **85**: 350-356.

**Goy, J.L. y Zazo, C. (1984).** Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la tectónica. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*. **5**: 449-455.

**Goy, J. L. ; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, Y. y Causse, C. (1986).** Stratigraphic et chronologie (U/Th) du Tyrrhenien du SE de l'Espagne. *Zeits. Fur Geomorphologie*. **62**: 71-82.

**Goy, J.L. y Zazo, C. (1986).** Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphologic features (eastern Betics, Spain). *Tectonophysics*, **130**: 259-270

**Hall, S.H. (1983).** Post alpine tectonic evolution of SE Spain and the structure of fault gouges. PhD Thesis, Imperial College, University of London.

**Hermes J. J. (1985).** Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios geol.*, **41**, 157-176.

**Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Causse, Ch., Goy, J.L. y Zazo, C. (1986).** Th-U dating of Strombus bubonius-bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, **14**: 613-618.

**Horváth, F. (1993).** Toward a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, **226**: 333-357

**Hubert, K. (1937).** Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48**: 1459-1520.

**Huibregtse, P.W., Van Alebeek, J.M., Zaal, M.E.A. y Bierman, C. (en prensa).** Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basin.

**ITGE (1983a).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1043: Berja.

**ITGE (1983b).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1044: Alhama de Almería.

**ITGE (1983c).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1045: Almería.

**ITGE (1983d).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1046: Carboneras.

ITGE (1983e). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1057: Adra.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the post Aquitanian piggy-back Basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain), *Geo-Mar. Lett.*, **12**: 96-106.

Jackson, J.A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papanicolaou, P., Soufleris, C. y Virieux, J. (1982). Seismicity, normal faulting and geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**: 377-397.

Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall. 339 pp.

Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, **152**: 339-351.

Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11**-1.

Leblanc, D. (1990). Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. *Journal of Structural Geology*, **12**: 1013-1018.

López Marinas, J.M. (1977). Terremotos históricos en Almería. Hidroeléctrica Española. Informe interno.

Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, Vol 16: n° 2: 205-225.

Mayoral, E., Crespo Blanc, A., Diaz, M.G., Benot, C. y Orozco, M. (1994). Rifting miocène du Domaine d'Alboran: datations de sédiments discordants sur les unités alpujarrides en extension (Sud de la Sierra Nevada. Chaîne Bétique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**: 581-588.

Montenat, C., Ott D'Estevou, Ph. y Masse, P. (1985). Les bassins néogènes des Cordillères Bétiques Orientales, genèse et evolution dans un couloir de décrochement crustal. Rés. *Comm. Séance Spéc. Soc. Géol. France*. Paris

Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987a). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*. **11**, 1: 1-22

Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Larouzière, F.D. y Bedu, P. (1987b). Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Notes et Mem. CFP.*, Paris, **21**: 11-50.

Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y La Chappelle, G. (1990b). Le Bassin de Nijar-Carboneras et le Couloir du Bas-Andarax. *Doc. Et Trav. IGAL*, **12-13**: 129-164.

Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1996). Late Néogène basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. En: *Tertiary Basins of Spain*. (Friend, P.F. y Dabrio, C. Eds.) Cambridge University Press. 400 pp.

Moretti, I. y Colletta, B. (1988). Fault-block tilting: the Gebel Zeit example, Gulf of Suez. *J. Struct. Geol.* **10**: 9-20

NASA (1998). CDDIS: Crustal Dynamics Data Information System. Mapas de velocidad relativa de la placa europea. Página Web: <http://cddis.gsfc.nasa.gov/cddis.html>.

Odonne, F. y Massonnat, G. (1992). Compatibilité de la déformation et des déplacements autour de failles simples et conjuguées, modélisation analogique de structures naturelles. *Bull. Soc. géol. France*, t. 116, n°: 6, pp. 701-712.

Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985). Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 363-368.

Page, A. (1991). The structure of natural and experimentally deformed fault gouges. Tesis doctoral. Universidad de Londres. 392 pp.

Peltzer, G. (1988). Centrifuged experiments of continental scale tectonics in Asia. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **14**: 115-128.

Platt, J.P., Van den Eeckout, B., Janzen, E., Konert, K., Simon, O.J. y Weijermars, R. (1983). The structure and tectonic evolution of the Aguilón Fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betics Cordilleras, SE Spain, *J. Struct. Geol.*, **5**: 519-538.

Platt, J.P. y Berhman, J.H. (1986). Structures and fabrics in a crustal scale shear zone. Bétic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* **8**: 15-33

Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133-156.

Reches, Z. (1987). Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **6-4**: 849-861.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, **97-B9**: 12481-12493

Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano F. (1990). Le couloir des Alpujarras. *Doc. Et Trav. IGAL* **12-13**: 87-100.

- Rodríguez Fernández, J. y Martín Penela, A. J. (1993). Néogène evolution of the Campo de Dalías and the surroundings offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinámica Acta*, **6-4**: 255-270.
- Rutter, E. H., Maddock, R.H., Hall, S.H. y White, S. (1986). Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pageoph*, **124**, 1-2: 1-30.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* **59**: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1987). Strike-slip faults in the southern border of the Vera Basin (Almería, Betic Cordilleras). *Estudios geol.*, **43**: 435-443.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, **172**: 107-109.
- Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geol.*, **52**: 123-136.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985). A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betics Cordilleras, Spain). *Geol. Rundsch.* **74-3**: 642-655.
- Sengör, A.M.L.; Göğür, N. Y Saroglu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case of study. In *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. P 227-264. Sthington ed. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Esp. Public. N° 37.
- Sibson, R.H. (1994). An assessment of field evidence for "Byerlee" friction. *Pageoph*. Vol 142, n°3-4: 645-662.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J. (1992 d). Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Actas Tomo 2: 96-100.
- Silva, P. G. , Goy, J. L. Somoza, L. Zazo, C. y Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, **224**: 289-303.
- Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T. Goy, J.L. y Dabrio, C.J. (1987). Recent quaternary sea-level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. En: Late quaternary sea-level changes in Spain. (C. Zazo Ed.). *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, n° 10. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid
- Stapel, G., Moeys, R.P. y Biermann, C. (1996). Néogène evolution of the Sorbas basin (SE-Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, **255**: 291-305.
- Torné, M. y Banda, E. (1992). Crustal thinning from the Betic Cordillera to de Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*. **12**: 76-81.
- Veeken, P.C.H. (1983). Stratigraphy of the Néogène-Quaternary Pulpi basin, Provinces Murcia and Almería (SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, **62**: 255-265.
- Völk, H.R. (1967). Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien. Ph-D thesis Univ. Of Amsterdam, 160 pp.
- Watts, A.B., Platt, J.P. y Buhl, P. (1993). Tectonic evolution of the Alboran basin. *Basin Res.*, **5**: 153-177.
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* **9**: 139-157.
- Woodside, J. M. y Maldonado, A. (1992). Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters* **12**: 111-116.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Beegman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M., (1989). Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.
- Zoback, M.L. (1992). First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress map project. *J. geophys. Res.* **97B**: 11703-11728

**ABRIR CAPÍTULO 4**







## **ABRIR CAPÍTULO 3**

## ***CAPÍTULO 4***

# ***TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA***

## **4.1. Introducción**

4.1.1. Antecedentes

4.1.2. Objetivos concretos

4.1.3. Datos sísmicos utilizados

4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno

4.3. Sismotectónica del Sur de Almería

4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos

4.5. Conclusiones sismotectónicas

Referencias Capítulo 4



## 4. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA

### 4.1. Introducción

Como podía apreciarse claramente en la Fig. 1-10, la Cordillera Bética constituye el sector sísmicamente más activo de la península Ibérica. En las dos zonas estudiadas en este trabajo la importancia de esta actividad no se limita únicamente a la actividad instrumental registrada en los últimos 80 años. Ésta actividad aporta una visión reducida del potencial sísmico de la zona. No tenemos más que observar la actividad histórica registrada en los últimos 400 años (Fig. 4-1 y Tabla I del Anexo 1) para apreciar este hecho. En dicho período de tiempo en la zona

abarcada en este trabajo se han registrado 52 terremotos de intensidad MSK igual o superior a VII. De ellos uno de intensidad X (acaecido en Torrevieja en el año 1829), tres de intensidad IX en el Sur de Almería, 14 de intensidad VIII repartidos por toda la zona y 33 de intensidad VII. La mayoría de estos terremotos ocasionaron numerosas pérdidas de vidas humanas, en una cifra difícil de estimar pero que supera ampliamente el millar (López Marinas, 1977 a y b y 1978), así como destrucciones de partes importantes de algunas poblaciones (Almería,

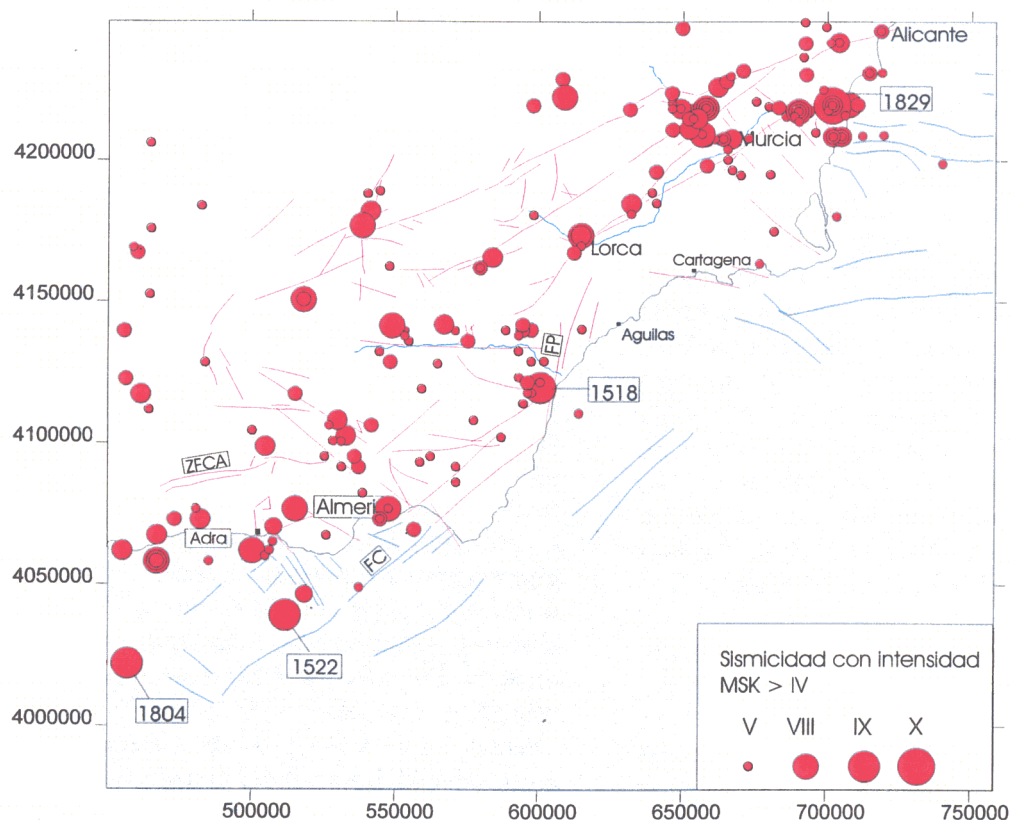


Fig. 4-1. Mapa de la sismicidad de intensidad (MSK) > IV acaecida en la zona de estudio. Se indican las fechas de los terremotos históricos más destructivos.

Torre Vieja, Berja, Dalías, Vera, Lorca...etc.).

El Sureste de la Cordillera Bética ha sido objeto de escasos estudios de carácter sismotectónico, entendiendo como tales, aquellos estudios de la actividad sísmica, tanto histórica como instrumental, combinados con la geología estructural de la región con el objetivo de relacionar dicha actividad con la tectónica de la zona. La mayoría de los trabajos se centran en análisis de carácter regional cuya escala de trabajo impide la introducción de los elementos tectónicos suficientes para relacionar la sismicidad con zonas de falla concretas.

A lo largo de este capítulo se presenta un análisis de la sismicidad que ha afectado y afecta a la región estudiada. Tras una descripción de los antecedentes, objetivos y metodología utilizada, se expone el estudio realizado separadamente para la zona de falla de Alhama de Murcia y su entorno y para la zona del Sur de Almería. Finalmente, se realiza un análisis regional de la actividad sísmica y una discusión de la misma en el marco de las conclusiones neotectónicas obtenidas en los capítulos precedentes.

##### 4.1.1. Antecedentes

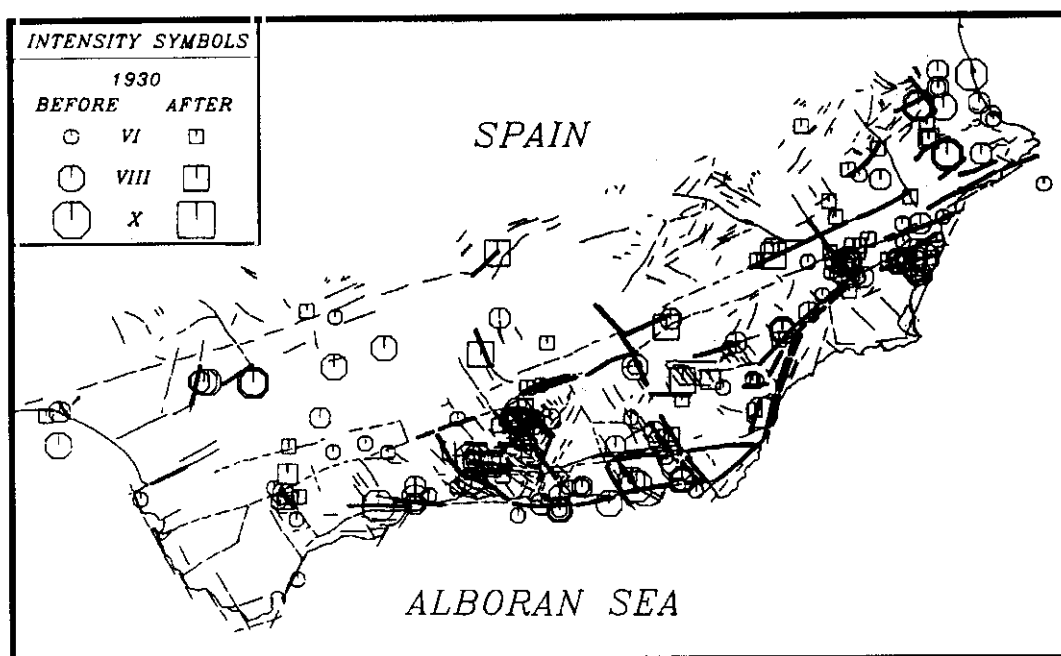
Los estudios sismotectónicos realizados en esta región engloban en su mayoría no solo a la Cordillera Bética sino también a la denominada zona Ibero-Moghrebí, que incluye, además el dominio del Mar de Alborán, y los sectores alpinos del Norte de África: Rif y Tell. Entre estos estudios se pueden citar, por una parte los realizados con anterioridad la existencia de datos sísmicos instrumentales fiables y de un conocimiento de la mecánica de los terremotos así como de la estructura tectónica de la zona. Se trata de estudios fundamentalmente de recopilación de datos y análisis espacial de los mismos: Montessus de Ballore (1894), Inglada (1921), Rey-Pastor (1927), Munuera (1963).

Posteriormente, la existencia de redes sísmicas que comenzaron a aportar datos instrumentales fiables a partir de 1960 (MOPT-IGN, 1992), hizo que se realizaran trabajos en los que la sismología tomaba el papel predominante a la hora de analizar la naturaleza y génesis de la actividad sísmica. Asimismo, el inicio en la comprensión de la estructuración tectónica de la zona en le marco de la Tectónica de Placas

permitió que en esos trabajos se incluyeran interpretaciones dinámicas y cinemáticas de la sismicidad. Si bien, manteniendo la preponderancia en el análisis de los parámetros sismológicos: Udías et al. (1976), Ben-Sarí (1978), Hartzfeld (1978), Deschamps et al. (1982), Mezcuá y Martínez-Solares (1983), Udías y Buforn (1985), Vidal, (1986), Buforn et al. (1988).

Por otra parte, otro grupo de trabajos integra en mayor medida observaciones de tipo geodinámico y tectónico a la hora de interpretar la sismicidad. En este sentido, en los últimos años se ha observado una tendencia hacia una mayor incorporación de datos geológico-estructurales en los estudios sismotectónicos con el fin de relacionar en mayor medida el efecto sísmico: **terremoto**, con la fuente generadora: **falla activa**. Entre estos trabajos destacan: McKenzie (1972), Vegas (1991), Grimison y Cheng (1986), Meghraoui (1988), Medina y Cherkaoui (1988), Vegas (1992), Galindo-Zaldívar et al. (1993), Buforn et al. (1995), Meghraoui et al. (1996), entre otros. De la mayoría de ellos, se desprende la existencia de un régimen sismotectónico bastante complejo en el área Ibero-Moghrebí, caracterizado por la existencia de mecanismos de foco compresivos distensivos y de desgarre, sin que existan unos límites claros en su distribución espacial.

A una escala más local, destacan los estudios que en los últimos años han intentado asociar la actividad sísmica en la Cordillera Bética a fallas o zonas de falla concretas: López Casado et al. (1987) y Sanz de Galdeano et al. (1995). En estos trabajos se deducen aquellas fallas o zonas de falla que funcionan como fuentes sismogénicas a tenor de la sismicidad tanto histórica como instrumental espacialmente relacionada. En el segundo de ellos, correlacionan los epicentros de intensidad  $\geq VI$  y magnitud  $\geq 3.5$  con fallas conocidas. En la Fig. 4-2 se puede apreciar que en la región estudiada se han reconocido fallas activas dentro de los distintos sistemas de fracturación descritos en anteriores capítulos. En el Sur de Almería destacan las fallas NO-SE y las fallas E-O a N 70 (segmentos orientales del corredor de las Alpujarras). En las zona oriental destacan por la sismicidad asociada las fallas N 45-60 (Falla de Alhama de Murcia), las N 20 y las NO-SE, sobre todo en el área de Torre Vieja y en el valle del Alto Segura.



**Fig. 4-2.** Fallas y segmentos de falla (representados con línea gruesa) que presentan relación genética con la sismicidad total acaecida en la cordillera según la correlación realizada por Sanz de Galdeano et al. (1995).

#### 4.1.2. Objetivos concretos

Se han perseguido varios objetivos concretos que globalmente construyen parte importante de los objetivos generales expuestos al comienzo de la tesis. Entre ellos destacamos:

- Comprobación del grado de la validez de los datos históricos e instrumentales que actualmente se poseen para la identificación de fallas sísmicamente activas en la actualidad. Determinación de fuentes sismogénicas actuales. Establecer relaciones genéticas entre la sismicidad histórica y/o instrumental y fallas o zonas de falla determinadas, hayan sido o no identificadas en los capítulos anteriores.
- Estudio dirigido al entendimiento desde un punto de vista tectónico de las principales series sísmicas instrumentales acaecidas en la zona (Lorca, 1977; S<sup>a</sup> Alhamilla, 1984 y Adra, 1993-1994).
- Estudio de la coherencia de la actividad sísmica histórica e instrumental con la actividad neotectónica deducida en los capítulos anteriores.

- Compatibilidad de los mecanismos focales conocidos en la zona, así como en el entorno regional, con los modelos tectónicos cinemáticos y dinámicos.
- Descripción de la corteza sismogénica de la zona y el control que ejerce en la disposición espacial de la sismicidad.

#### 4.1.3. Datos sísmicos utilizados

Para el análisis de la sismicidad instrumental se han utilizado los datos del catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional. Dicho catálogo incluye datos instrumentales desde el año 1920, si bien, los datos existentes para el intervalo 1920-1959 presentan poca precisión de localización (errores entre 10 y 60 Km). Las magnitudes durante este periodo están subestimadas en 0.2 y 0.5 grados (MOPT-IGN, 1992). Los epicentros localizados entre 1960 y 1980 tienen mayor exactitud aunque la red sísmica en aquella época presentaba un umbral de detección todavía elevado. La implantación y actualización de la actual Red Sísmica Nacional permite que desde el año 1980 los datos

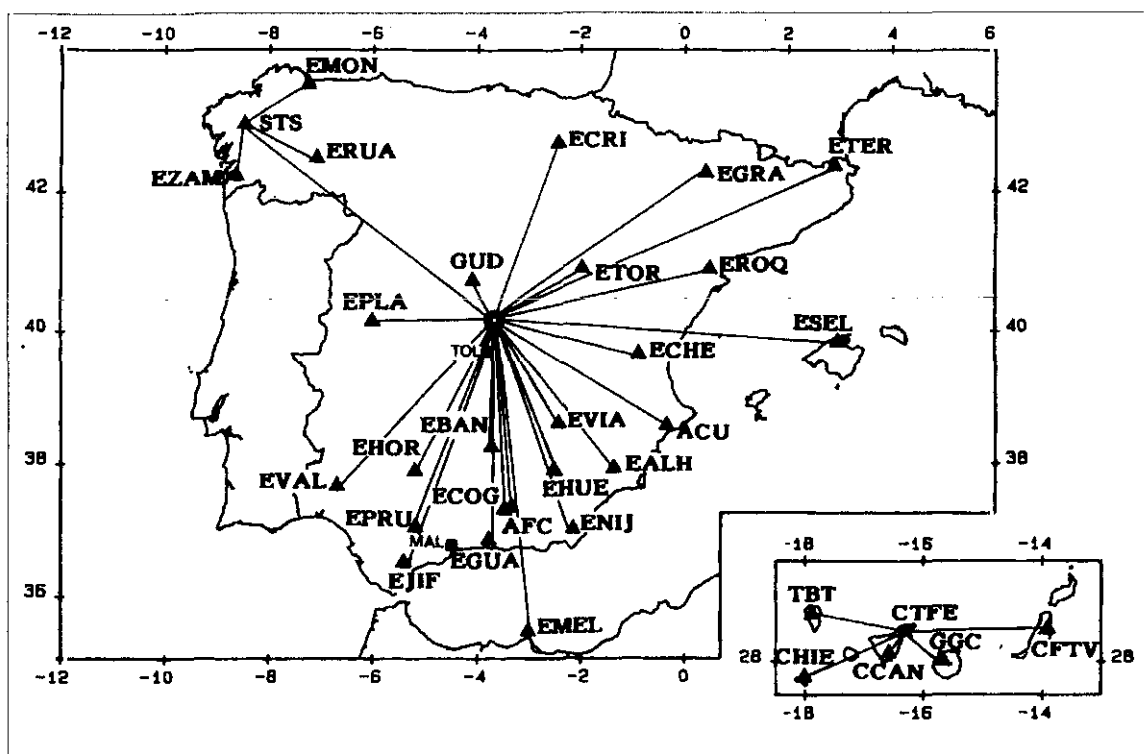


obtenidos presenten un error de localización horizontal escaso (en la gran mayoría de los casos inferior a 10 Km) y un umbral de detección para la Cordillera Bética inferior a Mb: 2.0. En la Fig. 4-3 se muestra un mapa con la posición de las estaciones de la red nacional.

Para el estudio de las series sísmicas se han utilizado los datos hipocentrales de las réplicas aportados por el IGN. En el caso del terremoto de Lorca de 1977 dicho organismo tenía en aquel momento desplegada una red portátil en la zona, lo que permitió la detección de numerosas réplicas y premonitorios. En las otras dos series estudiadas gran parte de las réplicas se registraron en una red portátil de apoyo a la red nacional, instalada horas después del evento

principal.

Sin contar las réplicas de las series sísmicas, se han utilizado un total de 3.096 terremotos acaecidos entre 1927 y 1994 en el Sureste de la Cordillera Bética. De esos terremotos, para el análisis espacio-temporal se eliminaron aquellos de los que el IGN había obtenido los errores de localización y estos fuesen superiores a 10 Km. En el momento de la realización del estudio, no se poseían todavía los errores de los terremotos acaecidos en los años 1993 y 1994. Sin embargo, los errores calculados por el IGN para los seismos acaecidos desde 1988 hasta 1992 en el sector estudiado muestran valores inferiores en la gran mayoría de los casos a 6 Km en la horizontal y 10 Km en la vertical. En la Fig. 4-4



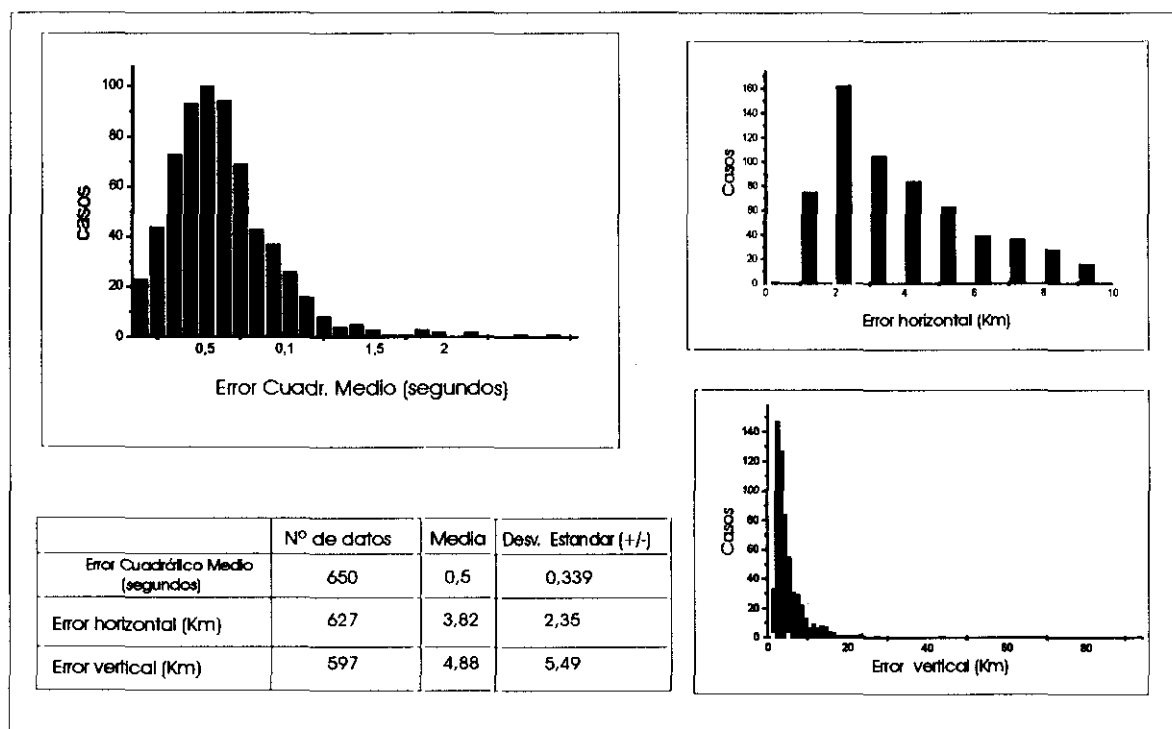
**Fig. 4-3. Mapa de estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional. (De MOPT-IGN (1992)).**

se muestra la estadística de los errores de localización (error cuadrático medio, error horizontal y error vertical) para los eventos seleccionados entre 1927 y 1992. Como puede observarse, la mayoría de los terremotos presentan errores horizontales y verticales inferiores a 5 Km y un error cuadrático medio inferior a 0,75 s. Sumando a estos datos lo terremotos de los años 1993 y 1994 obtenemos una población 1642 eventos. Todos los mapas, proyecciones y mediciones estadísticas se realizaron exclusivamente con esta población de terremotos.

Por lo que se refiere a los mecanismos de foco utilizados en el análisis de las series sísmicas principales, hemos considerado los calculados por el IGN además del calculado por la Universidad de Harvard para el terremoto de 23-12-1993 en Adra. Para el estudio a escala

regional se han recopilado los mecanismos focales publicados en trabajos anteriores a lo largo de la región Íbero-Moghrebí.

En cuanto a los datos de sismicidad histórica, se han utilizado tanto los publicados en los listados oficiales del IGN (Mezcua y Martínez-Solares 1983), como en los trabajos de recopilación y revisión llevados a cabo por López Marinas (1977 a y b y 1978 ) y Martínez-Guevara (1984), Martínez Solares (1995) y Martínez Solares y Pascual (1996) . Se han extraído observaciones descritas en dichos trabajos que presentan interés desde un punto de vista sismotectónico. En la Tabla VII se resumen dichas observaciones. A pesar de la exageración que en algunos casos llevan implícita esas descripciones fenomenológicas de sucesos sísmicos, algunas de ellas pueden ser indicios de deformaciones cosísmicas en superficie asociadas a los terremotos.



**Fig. 4-4.** Estadísticas de los errores de localización calculados por el IGN en la población total de terremotos utilizados en el presente estudio.

Tabla VII

Observaciones con implicaciones sismotectónicas relacionadas con algunos de los terremotos históricos más importantes.  
 Datos recopilados de López Marinas (1977 a y b), (1978) y Martínez-Guevara (1984).

LOCALIDAD	FECHA	INT	OBSERVACIONES
Vera	9-11-1518	VIII	La localidad de Vera completamente destruida (posterior construcción de un nuevo pueblo) El período sísmico comenzó el 10 de Junio
SO Adra (Almería?)	22-9-1522	IX	Localidades más afectadas: Almería, Granada, Baza y Guadix. En Almería hizo desaparecer las fuentes termales de Alhama la Seca que reaparecieron en 1576. 2.500 muertos en Almería. Ciudad destruida. Se hundió casi por completo la catedral. El río Almería se seco. Surgió una nueva fuente en la montaña. Daños en Azores y Marruecos (posible maremoto). Relocalizado recientemente desde Almería al Suroeste de Adra (Martínez Solares y Pascual (1996)
Almería	31-12-1658	VIII	Un premonitorio el día 30 seguido del principal y 16 réplicas solo ese día. Las réplicas se sintieron durante 6 meses.
Lorca	1674	VIII	Serie sísmica compuesta de un evento principal de Intensidad VIII y dos de VII, uno antes y otro después del principal. Se sintieron 12 terremotos previos al principal y réplicas diarias sentidas durante más de un mes. Un 25 % de las edificaciones de Lorca destruidas. Se hundieron las iglesias de San Pedro y San Indalecio. Decenas de muertos.
Alboloduy	29-10-1783	VII	La Sierra de Los Moros a cuya falda se encuentra Alboloduy, se “abrió en dos partes”.
Adra	1804 (de enero a septiembre)	IX	La serie se inició con un evento de VI-VII el 13 de enero. El resto del mes se producen dos terremotos de VIII (máxima intensidad en Adra y Almería). El 25 de Agosto evento principal de IX. Zonas más afectadas Berja y Dalías. Las zonas de vega assoladas. 45 muertos en Berja. 100 muertos en Dalías.

			<p>Se sintieron más de 23 premonitorios y más de 25 réplicas en 5 días</p> <p>En Roquetas la tierra se “abrió en muchos puntos arrojando agua” (licuefacción).</p> <p>En las Quiebras (situadas entre Dalías y Berja: colapso de dolomías triásicas (Ruptura superficial?).</p> <p>En el entorno de Berja y Dalías todas las fuentes aumentaron de caudal considerablemente y brotaron nuevas. (Modificación de la presión de fluidos)</p>
Lorca	20-12-1818	VII	Se hundieron unas tierras entre Lorca y Totana (ruptura superficial?). Se sintieron dos terremotos mayores.
Torre vieja	8-10-1822	VI	Se sintieron réplicas durante 26 días.
Torre vieja	1829	X	<p>Mas de 900 muertos</p> <p>Torre vieja y varias poblaciones adyacentes destruidas en un porcentaje elevado.</p> <p>Cambios de caudal y de temperatura en algunas fuentes (Jumilla, Mula y Fortuna)</p> <p>Almoradí: Tierra abierta en muchas partes “vomitando” arenas sulfurosas (licuefacción). Hendiduras en el terreno. Márgenes del río destruidas (licuefacción).</p> <p>Benijófar: se abren numerosos respiraderos (licuefacción).</p> <p>Daya Nueva: Surge un nuevo manantial.</p> <p>Daya vieja y Dolores: numeroso respiraderos.</p> <p>Los Garres: corrimiento en una sierra.</p> <p>De Orihuela a Torre vieja la tierra se abrió en infinidad de partes (¿ruptura superficial?).</p> <p>Rojales: Varios respiraderos de los que salieron arenas fétidas color plomo.</p> <p>San Felipe Neri: 140 bocas de las que salieron aguas sulfurosas y arenas de varios colores.</p> <p>San Fulgencio: La tierra arroja “lava” en forma de betún fétido. Agujeros de más de 4 pulgadas. Numerosos respiraderos.</p> <p>Tibi: se duplicó el caudal de la fuente.</p> <p>Torre vieja: el agua se salió de las salinas.</p> <p>La serie sísmica comenzó en septiembre y se extendió hasta final de año y durante todo el 1829.</p>
Lorquí-Cotillas	1911	VIII	<p>Serie sísmica compuesta de dos terremotos principales de Int. VIII (21 de Marzo y 3 de abril separados pocos kilómetros. Tras el segundo, un puente de mampostería de 300 m en Molina se desvió quedando en forma de senoide desplazándose 10 cm a cada lado (¿ruptura superficial?).</p> <p>Casi 100 réplicas sentidas en las semanas siguientes.</p> <p>Las fuentes de Archena, Mula y Fortuna no variaron, sin embargo, el caudal del valle de Ricote aumento bruscamente.</p>



*4. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA*

4.1. Introducción

## **4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno**

4.2.1. Sismicidad histórica

4.2.2. Sismicidad Instrumental: Estudio espacial y temporal

4.2.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Lorca

4.2.3.1. Análisis espacial y mecanismos focales

4.2.3.2. Interpretación tectónica

4.2.4. Resumen





## 4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno

Este capítulo analizaremos la distribución espacial y temporal de la sismicidad, tanto histórica como instrumental, acaecida sobre la FAM y su entorno. Asimismo, analizaremos e interpretaremos la serie sísmica del terremoto de Lorca de 1977 (Mb: 4.2).

De estos análisis obtendremos una serie de evidencias sismotectónicas, a modo de conclusiones parciales, que podrán integrarse con las conclusiones parciales de carácter neotectónico descritas en los capítulos anteriores.

### 4.2.1. Sismicidad histórica

En el entorno de la falla de Alhama de Murcia se identifican más de diez terremotos con intensidad (MSK) > IV (Fig. 4-5a) de los que ocho presentan una intensidad >VI. Algunos de ellos han provocado importantes daños. Destacan por su importancia los terremotos de Lorca de 1579, 1674 y 1818, el terremoto de Murcia de 1743, el terremoto de Totana de 1907, los terremotos de Lorquí y Torres de Cotillas de 1911 y finalmente el terremoto de Fortuna de 1944 (Tabla II del anexo 1).

Las relaciones intensidad-magnitud que se obtienen a partir de la población de terremotos total (Fig. 4-6) indican que los eventos de intensidad (MSK) = VIII pueden correlacionarse con magnitudes próximas o superiores a 6.5, mientras que los eventos de intensidad VII corresponden aproximadamente con magnitudes Mb: 6.0. Existen tres eventos en la población utilizada (Jacarilla, Lucar y Galera) de magnitudes próximas a 5.0 e intensidad VIII (anormalmente elevada) que desvían ligeramente la regresión. Teniendo en cuenta este hecho, sería incluso más realista asignar una magnitud algo superior para los terremotos de intensidad VIII.

Volviendo a la Fig. 4-5a, observamos que la sismicidad con intensidad mayor de IV se caracteriza por situarse en el sector central de la FAM. La acumulación de los principales eventos históricos (etiquetados en la figura con su fecha) coinciden espacialmente con la posición de bastantes de los eventos instrumentales con intensidad > IV.

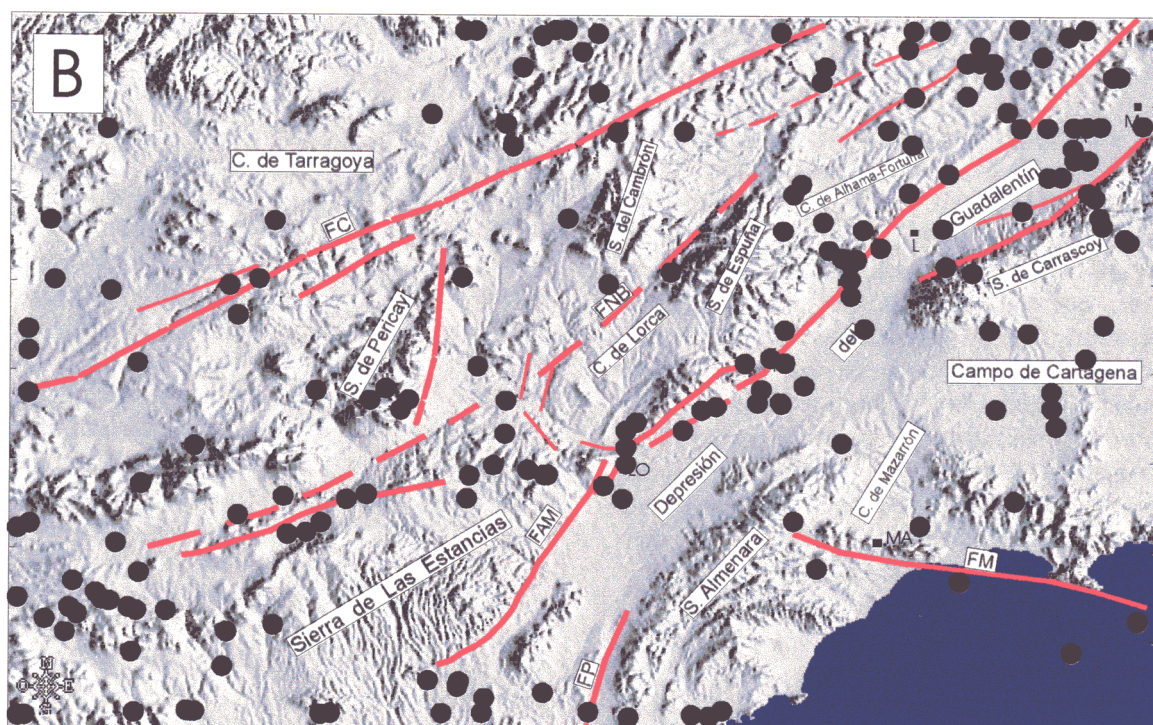
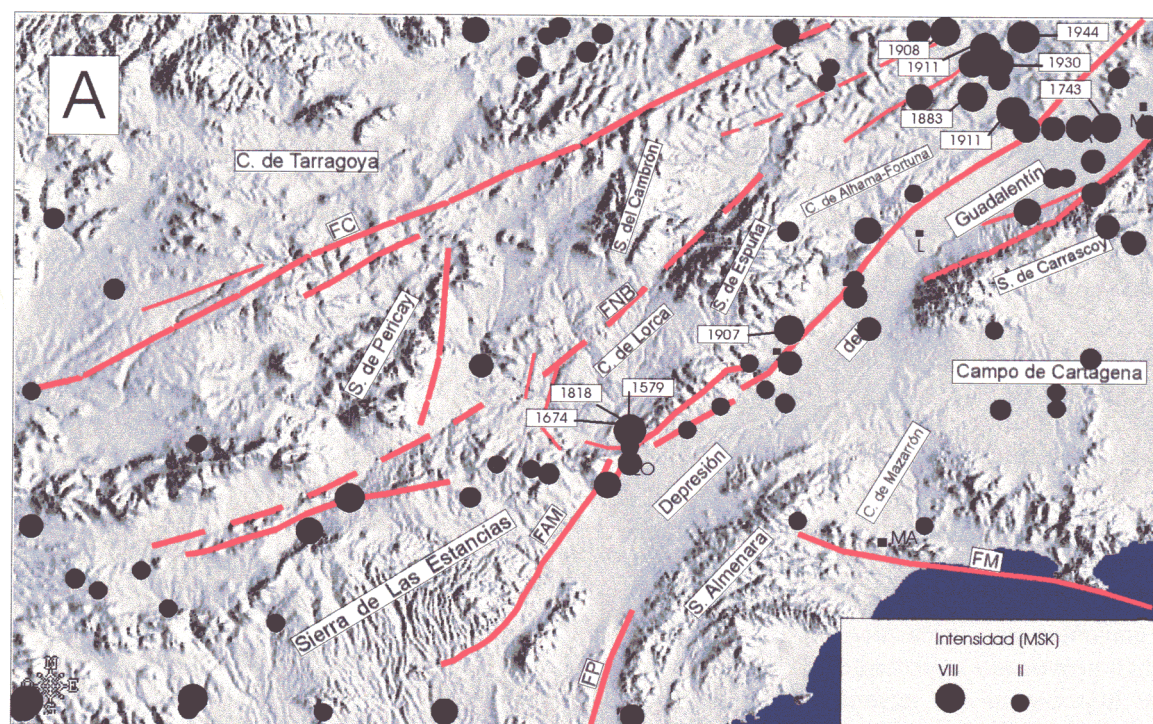
Es significativa sin embargo en esta zona la

ausencia de actividad en el segmento Huercal Overa - Lorca y en el segmento más oriental Alhama - Alcantarilla.

Asimismo, es interesante la importante acumulación de eventos históricos en el valle del Segura al NO de la FAM. En ese sector existen varias fallas importantes de dirección paralela a la FAM y muy próximas entre sí que cruzan el valle, como son: la prolongación oriental de la falla Norbética, la falla Mula-Archena y la propia prolongación hacia el NE de la FAM.

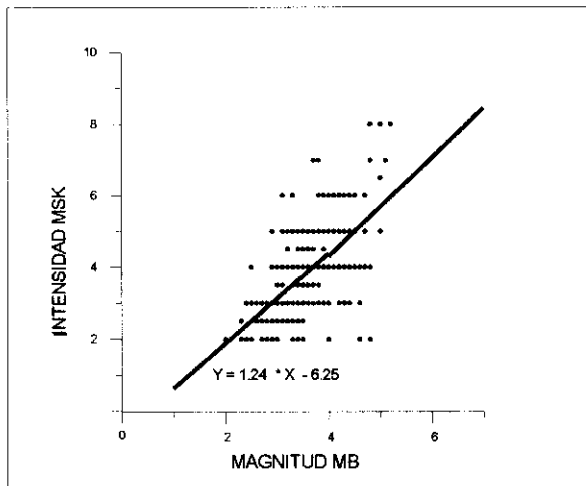
Por otra parte, la serie sísmica de Lorca de 1674 presenta caracteres sismotectónicos interesantes (Tabla VII). Presentó un premonitorio de intensidad VII 18 días antes del terremoto principal de intensidad VIII. Es una intensidad relativamente alta para considerarla como un premonitorio de una serie sísmica típica. Durante el terremoto de Lorca de 1818, se describe el “hundimiento de unas tierras entre Lorca y Totana”, precisamente el sector donde la traza superficial de la FAM presenta mayores indicios de actividad paleosísmica (capítulo 2.6). Esta observación podría referirse a una posible ruptura superficial que, sin embargo, no pudo identificarse en la exploración geológica de superficie. La zona está sometida a un alto grado de alteración antrópica, lo que puede haber influido en la desaparición de los posibles restos de la ruptura superficial.

Por otra parte, existen descripciones de fenómenos acompañantes de otros terremotos mayores (Lorquí 1911 y Cotillas 1911) que pueden ser indicativos de deformaciones en superficie. En este sentido, el trabajo de nivelaciones de precisión de Giménez (1998)



**Fig. 4-5.** A. Actividad sísmica con intensidad (MSK) > II acaecida en el entorno de la falla de Alhama de Murcia. Se señalan las fechas de los eventos históricos de mayor intensidad; B. Sismicidad total de magnitud ( $M_b > 2.0$ ) con error de localización horizontal menor de 9 Km.





**Fig. 4-6. Relación entre magnitud e intensidad toda la población de terremotos utilizados en el estudio.**

identifica un movimiento vertical de 0.4 m/Ka en la zona epicentral de los citados terremotos producido entre 1878 y 1978 por el hundimiento relativo de Murcia y Alcantarilla (depresión del Guadalentín) en relación con Molina de Segura (situado al NO de la FAM). La mayor parte del movimiento identificado en ese estudio se sitúa en las nivelaciones realizadas para el intervalo 1878-1930. La actividad sísmica histórica registrada en esos años, y la ausencia de terremotos históricos de intensidad  $I > VII$  a partir de 1911 llevan a este autor a interpretar que ese movimiento responde a la deformación cosísmica ocasionada por los terremotos de Lorquí y Cotillas. Asimismo, es interesante hacer notar que la tasa de movimiento vertical media para todo el siglo, deducida a partir de estos datos, está dentro del mismo orden que la calculada en el presente estudio para el Cuaternario utilizando criterios neotectónicos y dataciones radiométricas en el sector Lorca-Totana de la FAM (Capítulo 2.5).

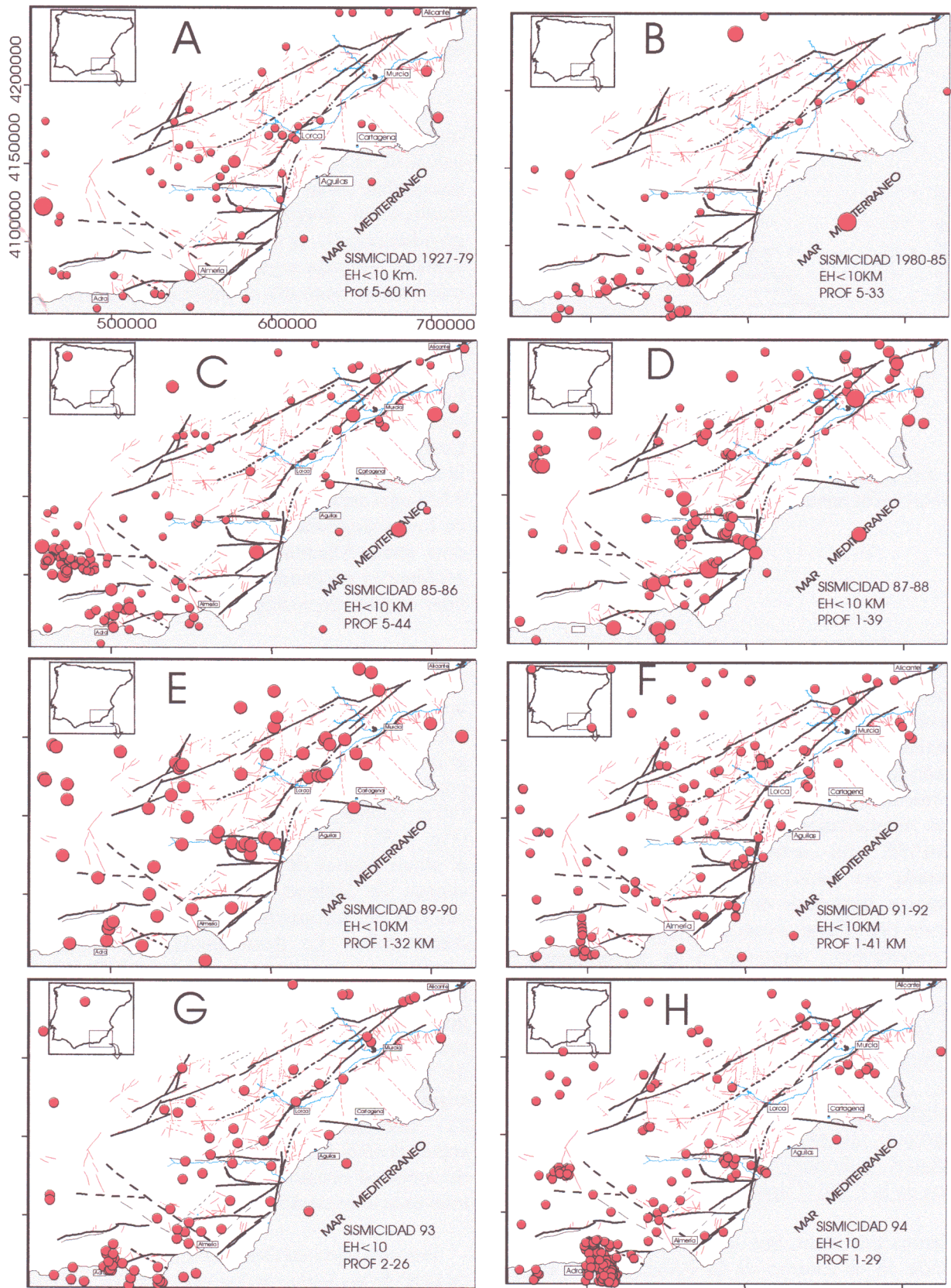
Vemos por tanto, que la sismicidad histórica acaecida en el entorno de la FAM durante los últimos 400 años nos indica que la zona ha estado sometida a eventos sísmicos de magnitudes elevadas con rupturas superficiales relacionados con la actividad fundamentalmente de determinados segmentos de la FAM o de fallas asociadas.

#### 4.2.2. Sismicidad Instrumental: Estudio espacial y temporal

La sismicidad instrumental aporta datos importantes a la hora de caracterizar la actividad actual de la FAM. En la Fig. 4-5b se observa la sismicidad total ( $M_b > 2.0$ ) con error de localización horizontal menor de 9 Km. A grandes rasgos, se observa que la sismicidad no aparece alineada según zonas de falla, sino que más bien se acumula en áreas determinadas. Los errores de localización y la escasez de datos con escaso error favorece esta disposición. Se aprecia, en todo caso, que solamente en el sector Lorca-Alhama la sismicidad está claramente asociada a la FAM, y más concretamente al Corredor Sur de Lorca. Al igual que ocurría con la sismicidad histórica, existen dos tramos de la FAM casi carentes de epicentros. Uno al Suroeste de Lorca (segmento de Huerca Overa - Lorca) y otro entre Alhama y Alcantarilla. Además, es evidente la existencia de actividad sísmica en el interior de la depresión del Guadalentín.

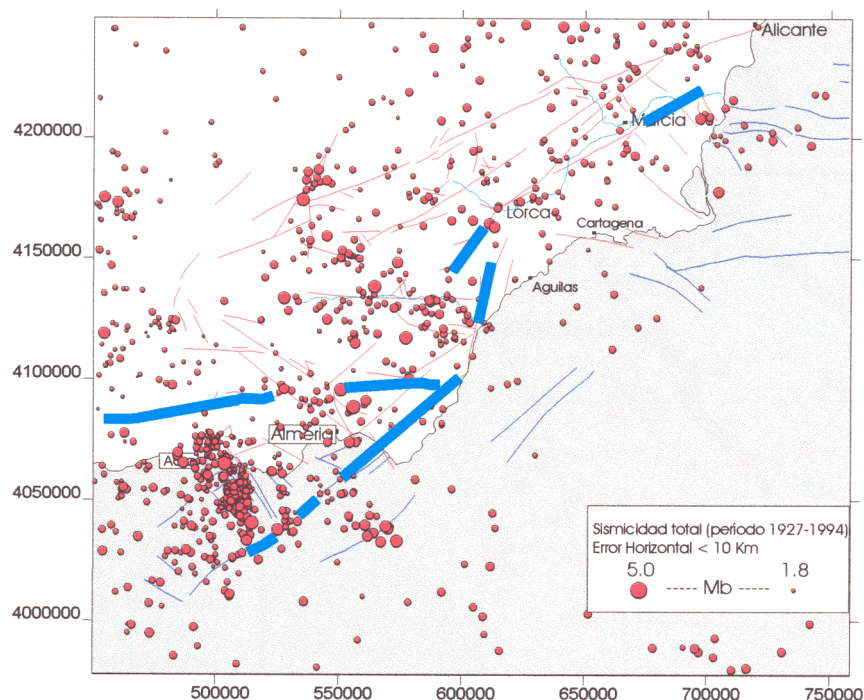
Al igual que con la sismicidad histórica, se observa una acumulación de epicentros instrumentales en el valle del Segura al NO de la FAM. En el capítulo 2.7 se presentó el estudio gravimétrico de la depresión del Guadalentín. A partir de ese estudio se interpretaron una serie fallas ocultas bajo los depósitos cuaternarios (Fig. 2-65). Tanto la sismicidad que se sitúa en el sector central de la depresión a la altura de la cuenca de Hinojar, como la observada en el entorno de Alcantarilla, puede estar asociada a dichas fallas. La denominada falla Oculta de Librilla parece continuarse hacia el NE y de esa manera se añadiría al cortejo de fallas NE-SO que conforme a nuestra interpretación se dispone transversalmente al valle del Segura. Este cortejo de fallas podría explicar la alineación de sismicidad dispuesta a lo largo del valle (Fig. 4-7), tradicionalmente relacionada con una supuesta falla NNO-SSE paralela a dicho valle y de longitud considerable, pero de la que existe muy escasa expresión en superficie.

Por otra parte, al Oeste de Lorca (en el interior de la S<sup>a</sup> de las Estancias) se observa una actividad instrumental significativa asociada a pequeñas fallas normales NE-SO y a la falla inversa que controla el borde NO de la sierra (mapa 1 y Fig. 4-5).



**Fig. 4-7.** Evolución temporal de la sismicidad acaecida en el entorno de la falla de Alhama de Murcia durante el período 1927-1994.





**Fig. 4-8.** Mapa de sismicidad total donde se señalan los segmentos de las zonas de falla de la zona con menor sismicidad instrumental asociada.

### Evolución temporal

Para analizar la evolución temporal de la sismicidad se han realizado proyecciones en varios intervalos temporales (Fig. 4-7). No se observan períodos significativos de reactivación sísmica asociada a la traza de la FAM a excepción de la acumulación de epicentros que se produce en el intervalo (1989-1990) junto a la traza del Corredor Sur de Lorca (fig. 4-7e). Desde 1990 hasta 1993 se siguen produciendo algunos eventos aislados sobre la zona de falla. No así en el año 1994 a lo largo del cual no se ha producido ni un solo evento sobre la misma.

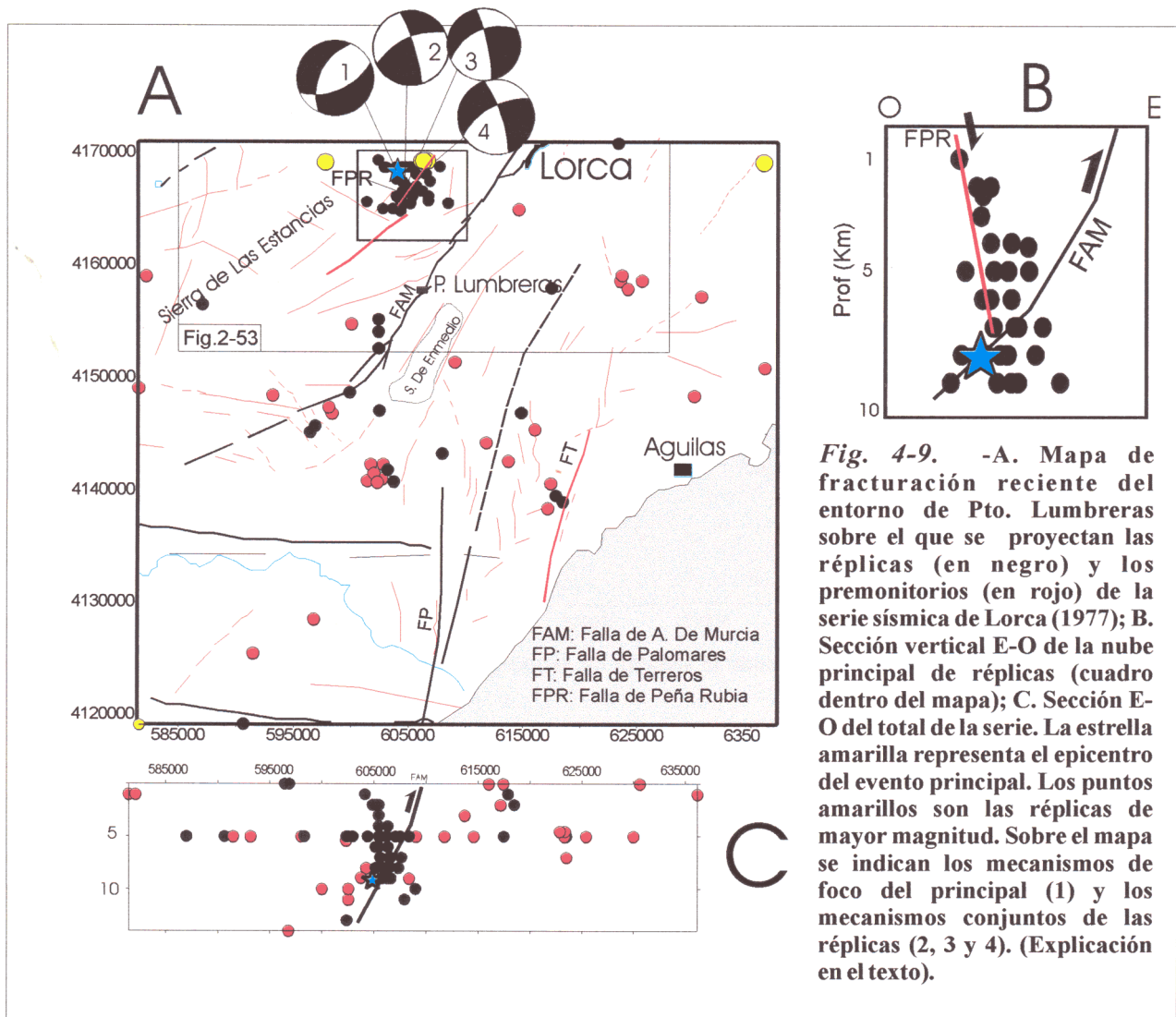
De modo resumido se puede decir que la disposición espacial y temporal de la sismicidad instrumental en el entorno de la FAM no aporta datos precisos acerca de la actividad de fallas o segmentos concretos. Únicamente el sector Lorca-Totana parece “dibujarse” a través de la actividad sísmica. Si consideramos el conjunto de la sismicidad (Fig. 4-8) observamos tanto la linealidad de la sismicidad que acompaña al segmento Lorca-Totana como el vacío de actividad en el segmento de Puerto Lumbreras al SO de Lorca.

### 4.2.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Lorca (Junio 1977)

El 2 de Junio de 1977 se produjo al Suroeste de Lorca un terremoto de magnitud Mb: 4.2. Este seísmo coincidió con la existencia en la zona de una red portátil de cinco sismógrafos instalados por el Instituto Geográfico Nacional, lo que permitió el registro de gran cantidad de premonitorios y réplicas con un error de localización relativamente pequeño.

Mezcua et al. (1984) realizaron un análisis e interpretación de los datos recogidos por la red, a partir del cual calcularon el mecanismo de foco del evento principal y de agrupaciones de réplicas. Asimismo, determinaron un mecanismo de foco claramente de falla normal (Fig. 4-9) con planos nodales orientados NE-SO y un eje de tensión orientado NO-SE, es decir, paralelo a la dirección de acortamiento regional reconocida. Calcularon los mecanismos de foco de numerosas réplicas encontrando que variaban considerablemente. 44 de ellas presentaban mecanismos de tipo normal y 21 de tipo inverso. La mayoría de las réplicas de magnitud Mb > 2.0.



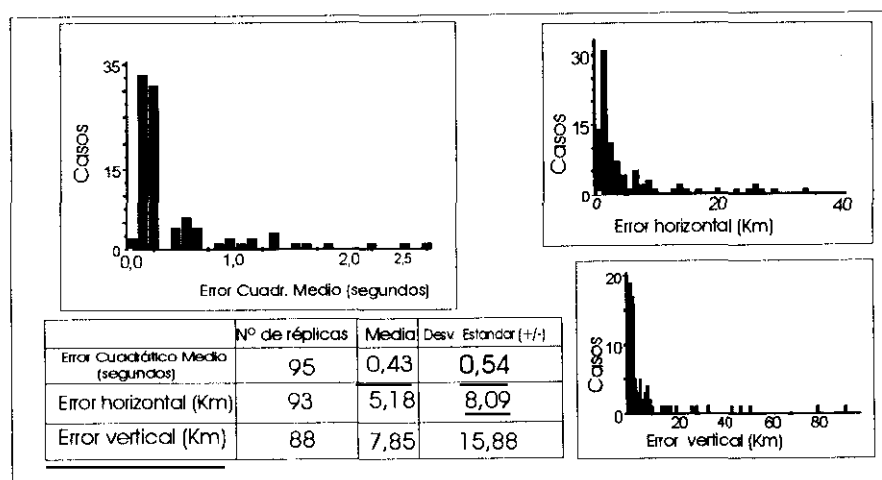


**Fig. 4-9.** -A. Mapa de fracturación reciente del entorno de Pto. Lumbreras sobre el que se proyectan las réplicas (en negro) y los premonitorios (en rojo) de la serie sísmica de Lorca (1977); B. Sección vertical E-O de la nube principal de réplicas (cuadro dentro del mapa); C. Sección E-O del total de la serie. La estrella amarilla representa el epicentro del evento principal. Los puntos amarillos son las réplicas de mayor magnitud. Sobre el mapa se indican los mecanismos de foco del principal (1) y los mecanismos conjuntos de las réplicas (2, 3 y 4). (Explicación en el texto).

presentaron mecanismos normales. El mecanismo focal del evento principal es, por tanto, contradictorio con la cinemática inverso direccional de la FAM, con la que en un principio se relacionó este terremoto. Herráiz y Mezcua (1979) determinaron el parámetro  $b$  (0,75) y estimaron la caída de esfuerzos y el momento sísmico asociado a este terremoto. A pesar de la escasez de datos válidos utilizables, los valores obtenidos según estos autores, están en consonancia con una zona caracterizada por una alta densidad de fracturación. Todo ello, junto con la distribución espacial de los premonitorios y las réplicas, hace que esta serie sísmica presente interesantes implicaciones tectónicas, que hasta ahora no han sido suficientemente estudiadas y discutidas.

#### 4.2.3.1. Análisis espacial y mecanismos focales

Para realizar este estudio se han utilizado 96 eventos de la serie entre premonitorios y réplicas. En la Fig. 4-10 se representan los valores estadísticos de los errores de localización. Para su proyección en planta se seleccionaron los 79 eventos con menor error horizontal ( $eh < 6$  Km). Si proyectamos la serie sobre el mapa de fracturación cuaternaria (Fig. 4-9a) se observa claramente que la práctica totalidad de los premonitorios (puntos rojos en la figura) se producen al Sureste de la FAM y algunos rodeando el macizo de basamento de la S<sup>a</sup> de las Estancias. Destaca la acumulación que se produce al Sur de la S<sup>a</sup> de Enmedio y algunos que parecen asociados a las fallas de Palomares y Terreros. La mayoría de las réplicas (puntos



**Fig. 4-10.** Estadísticas de los errores de localización de la población de réplicas y premonitorios de la serie sísmica de Lorca (1977).

negros) se producen sin embargo en un enjambre al situado Noroeste de la FAM.

El epicentro principal y las réplicas de mayor magnitud (puntos amarillos) se sitúan hacia el Norte de la nube. Fuera de esa acumulación destacan las réplicas que parecen asociadas al segmento más occidental de la FAM (Suroeste de Pto. Lumbreras) y algunas próximas a la falla de Palomares y a la falla de Terreros y al Sur de la S<sup>a</sup> de Enmedio. En un corte E-O de la serie (Fig. 4-9c) se aprecia que la nube de réplicas presenta una geometría bastante vertical y algo alejada de la traza de la FAM. Si bien, la zona hipocentral y las réplicas que la rodean podrían situarse cerca del plano de falla, considerando un buzamiento NO para esta, tal y como se aprecia en el campo. Se observa asimismo, que las réplicas y premonitorios asociados a la FAM, junto con el núcleo situado al Sur de la S<sup>a</sup> de Enmedio alcanzan mayores profundidades, que las situadas en zonas más alejadas de la falla.

Para determinar la posible superficie de ruptura responsable de la serie sísmica, hemos seleccionado entre la acumulación de réplicas situadas junto al epicentro, las 30 con un menor error vertical ( $ev \leq 2$  Km). Con el fin de analizar la distribución de dichas réplicas, se realizaron secciones de la nube según diferentes orientaciones. Se observó como resultado que la menor anchura de la nube correspondía a la sección E-O (Fig. 4-9b). Las réplicas se presentan con profundidades que van de 1 a 10 Km, y parecen disponerse según un plano bastante vertical o con ligero buzamiento hacia el Este. No observamos una adaptación al plano de falla de la

FAM como describen Mezcua et al. (1984).

Por otra parte, el hipocentro del evento principal se sitúa en la base de la nube de réplicas de lo que parece deducirse una propagación de la ruptura hacia la superficie.

En la misma figura 4-9 se muestran, además del mecanismo del evento principal, los tres mecanismos focales conjuntos que obtuvieron Herráiz y Mezcua (1979) para tres agrupaciones de réplicas. Estos mecanismos presentan una fuerte componente de desgarre con ejes de presión que varían notablemente entre NO-SE y NE-SO.

En cuanto a la relación entre la disposición de la sismicidad y las estructuras neotectónicas locales, cabe destacar que la nube principal de réplicas se dispone en la vertical de una zona de fallas normales con componente sinestrosa a la que hemos denominado falla de Peña Rubia (FPR). Esta falla limita afloramientos cuarcíticos y dolomíticos alpujárrides con una orientación N 40-45, subparalela a la FAM (ver mapa geológico de la Fig. 2-48). Asociada a esta falla no se observan depósitos cuaternarios deformados, sin embargo, presenta una zona de fracturación frágil que induce a pensar en una actividad miocena para esta falla. Apoyando este hecho, el perfil gravimétrico realizado a lo largo del curso alto del río Guadalentín (capítulo 2.7.4.2) muestra escalonamientos en el basamento de la cuenca miocena de Lorca que afectan a depósitos tortonienses y que parecen asociados a una la posible prolongación hacia el Noroeste de esta falla. En el corte B de la Fig. 4-9 se representa

la posición de esta falla así como la de la FAM en relación con la nube de réplicas. Esta nube parece estar asociada en mayor medida con el plano de la falla de Peña Rubia.

De la disposición espacial de la serie sísmica de Lorca así como de los parámetros focales se pueden resumir las siguientes evidencias que la caracterizan y deben ser explicadas tectónicamente:

- Casi la totalidad de los premonitorios se localizan al SE de la FAM y presentan menores profundidades que las réplicas.
- La nube de réplicas próxima a hipocentro principal no se adapta a un plano buzando al NO sino más bien a un plano subvertical o incluso con buzamiento SE y dirección norteada. Con esta disposición y el alejamiento que presenta de la traza de la FAM la falla responsable de la nube debería ser otra.
- El mecanismo focal del evento principal responde a falla normal bastante pura con planos nodales orientados NE-SO. Es por tanto incompatible con la cinemática inverso-direccional cuaternaria reconocida en los estudios de campo para la FAM. El eje de tensión del mecanismo se sitúa prácticamente paralelo a la dirección de acortamiento generalmente reconocida para tiempos actuales en la zona.
- Un tercio de los mecanismos de foco de las réplicas del núcleo principal calculados por Mezcuá et al. (1984) son de falla inversa y dos tercios de tipo normal.
- La posición de la nube principal de réplicas coincide con una de falla normal (falla de Peña Rubia) de orientación NNE-SSO.

#### 4.2.3.2. Interpretación tectónica de la serie sísmica de Lorca

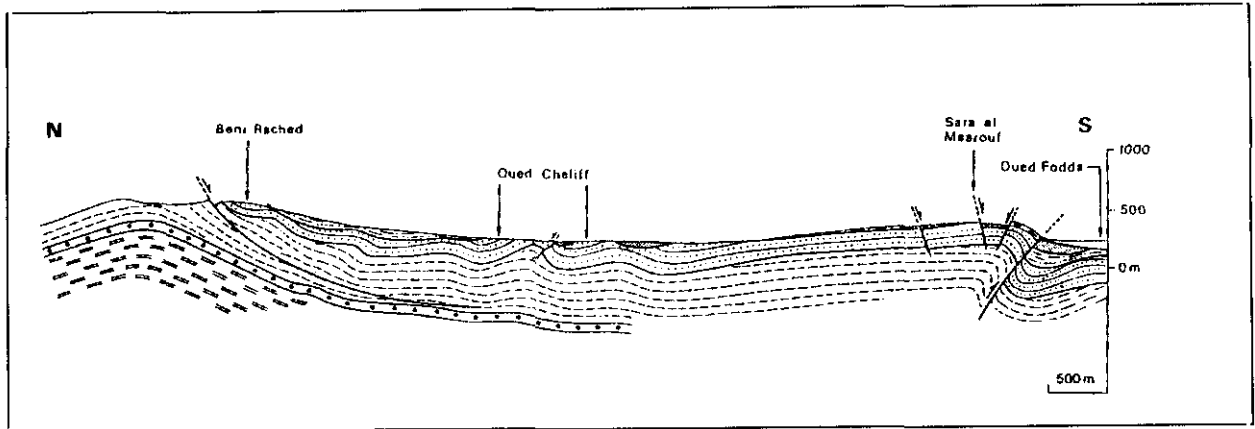
La observación realizada de la serie sísmica y su relación con las fallas neotectónicamente activas de la zona, permiten realizar una interpretación sismotectónica de la serie. A pesar de los errores de localización y el escaso número de datos utilizables, creemos que son suficientes para mostrar indicios de actividad tectónica y relacionar la serie con accidentes concretos distintos a la FAM.

En primer lugar, la localización de casi todos los premonitorios al Sureste de la FAM alejados de su traza (Fig 4-9 a) parece estar indicando un aumento de esfuerzos desviadores ( $\sigma_1$ - $\sigma_3$ ) previa a la ruptura principal en ese área. Esta concentración de esfuerzos reactivó pequeñas fracturas relacionadas con las zonas de falla de Palomares y de Terreros

El mecanismo focal de falla normal para el evento principal es totalmente incompatible con la cinemática inverso-direccional observada para la FAM a lo largo del período neotectónico así como con la dirección de acortamiento regional deducida para el Sureste de la Cordillera Bética. Esto induce a pensar en la existencia de un mecanismo local perturbador del campo de esfuerzos regional, capaz de reactivar como normales fallas orientadas perpendicularmente en relación con la dirección de acortamiento. O sea, un mecanismo capaz de inducir una permutación en el tensor de esfuerzos regional actual (concretamente entre los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ ), que es lo que se deduce del mecanismo focal descrito.

Por otra parte, la existencia de mecanismos focales normales e inversos entre las réplicas de la nube principal puede explicarse por la existencia de fallas menores de ambos tipos en el entorno hipocentral. Fallas que se encontraban próximas al punto crítico de ruptura antes del evento principal. Ello es un indicio de cierta complejidad dinámica en la zona que estaría sometida a compresión y extensión en sectores muy próximos entre sí.

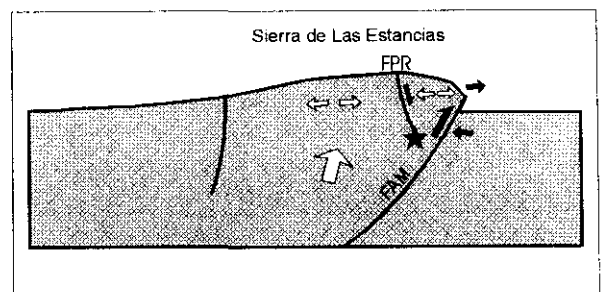
Como ya fue descrito en el estudio neotectónico del sector Lorca-Totana de la FAM, son frecuentes las fallas normales subparalelas a la FAM y situadas en el bloque levantado por la actividad inversa de esta. Para explicar dichas fallas se propuso una permutación local del tensor en el bloque levantado, (Fig. 2-88b), mecanismo ya descrito en otras zonas de falla inversa como por ejemplo la falla de El Assnam (Philip y Meghraoui, 1983) semejante a la FAM, tanto en geometría como en el marco neotectónico. La actividad inversa de zona de falla de El Assnam y otras similares de la región induce una extensión asociada a una flexión y plegamiento del bloque levantado (Fig. 4-11), que es coherente con un acortamiento NNO-SSE.



**Fig. 4-11.** Corte geológico mostrando las estructuras extensionales asociadas al movimiento inverso de la falla de Oued Fodda (Argelia), según Philip y Meghraoui (1983).

Para la génesis de la serie sísmica de Lorca proponemos un modelo similar que estaría relacionado con el levantamiento y plegamiento de la S<sup>a</sup> de las Estancias asociados a la actividad inverso-direccional de la FAM (Fig. 4-12). Según este modelo la actividad de la FAM, que limita la S<sup>a</sup> de las Estancias por el SE, induce un levantamiento asimétrico de la misma. En el bloque levantado se producirían dos efectos que pueden explicar un tensor local extensional. Por un lado flexión o plegamiento asociado al movimiento inverso de la falla. Y por otro lado una extensión en la parte superior de la corteza debida el aumento de la superficie libre en el bloque elevado. Al elevarse el bloque NO, la parte superior del mismo gana espacio lateral y puede llegar a extenderse o al menos inducir una permutación en los ejes del tensor de esfuerzos. En este marco dinámico, es posible la activación de fallas normales paralelas a la FAM situadas en el interior de la sierra. Este es el caso de la falla de Peña Rubia.

La ruptura de la falla de la Peña Rubia podría estar limitada por el propio plano de falla de la



**Fig. 4-12.** Modelo cinemático y dinámico para interpretar la serie sísmica de Lorca de 1977. El levantamiento de la sierra de Las Estancias, a parte de efectos de extensión en la parte externa de una flexión puede inducir exceso de espacio y extensión local en el bloque levantado. Ello reactivaría fallas normales en el interior de la sierra (falla de Peñarubia, FPR).

FAM que pasa bajo la nube principal de réplicas. La activación de la FPR tan próxima a la FAM induce reactivaciones de pequeñas fracturas inversas paralelas a la FAM o incluso pequeños segmentos de la FAM próximos a la zona hipocentral. Ello explicaría la existencia de réplicas con mecanismos de tipo normal y de tipo inverso entre las réplicas registradas.

##### **4.2.4. Resumen**

Entre las conclusiones más importantes que podemos resumir del estudio sismotectónico de la FAM y su entorno destacamos las siguientes.

- La FAM controla la disposición de la actividad sísmica histórica, pero no se observa lo mismo con la instrumental.
- Algunas observaciones de fenómenos asociados a la sismicidad histórica más importante pueden indicar la posible existencia de rupturas superficiales cosísmicas. Las observaciones geodésicas de Giménez (1998) parecen indicar asimismo la existencia de ruptura superficial durante los terremotos de Lorquí y Cotillas ocurridos en 1910. Es lógico suponer que los terremotos de Lorca de 1674 y 1818, ambos de intensidad VIII pueden haber inducido sendas rupturas superficiales.
- La serie sísmica de Lorca (1977) constituye un ejemplo de perturbación local del campo de esfuerzos compresivo regional capaz de inducir rupturas sísmicas de cierta importancia. El movimiento inverso de los segmentos activos de la FAM induce la formación y/o reactivación sísmica de fallas normales paralelas a ella, situadas en el interior del bloque levantado. En el estudio estructural neotectónico realizado en el sector Lorca-Totana de la FAM (capítulos 2.5 y 2.10) obtuvimos una conclusión semejante.

*4. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA*

4.1. Introducción

4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno

## **4.3. Sismotectónica del Sur de Almería**

4.3.1. Sismicidad histórica

4.3.2. Sismicidad Instrumental. Análisis espacio-temporal e interpretación tectónica

4.3.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Sierra Alhamilla (1984)

4.3.3.1. Análisis espacial

4.3.3.2. Interpretación tectónica

4.3.4. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Adra (1993-1994)

4.3.4.1. Análisis espacial

4.3.4.2. Análisis temporal

4.3.4.3. Interpretación mecánica y tectónica

4.3.5. Resumen





### 4.3. Sismotectónica del Sur de Almería

En este capítulo se presenta el análisis sismotectónico del Sur de Almería en el que se integran los siguientes estudios: 1): Estudio de la distribución espacial y temporal de la sismicidad histórica e instrumental. 2): análisis espacio temporal e interpretación tectónica dos series sísmica de especial interés: la serie de Adra (1993-1994), cuyos terremotos principales alcanzaron magnitudes  $M_b$ : 5.0 y 4.9, y la serie de S<sup>a</sup> Alhamilla (1984) en las que el terremoto principal alcanza una  $M_b$  de 5.0. 3) Para cada una de las series sísmicas, se propone una interpretación tectónica de las mismas que pueda extrapolarse a la sismicidad de la toda zona, en función de los modelos cinemáticos y dinámicos deducidos en el capítulo 3.

#### 4.3.1. Sismicidad histórica.

La zona Sur de Almería es, desde el punto de vista histórico, uno de los sectores más activos de la Cordillera. Desde el año 1500 hasta la actualidad se han registrado seis terremotos de intensidad (MSK) VII, cuatro de intensidad VIII: Almería (1658), Dalías (1804), Adra (1804 y 1910) y tres de intensidad IX: Vera (1518), Adra (1522) y Suroeste de Adra (1804) (Fig. 4-1). Destaca de su distribución que solamente el terremoto de Vera de 1518 se localiza próximo a una de las zonas de falla de carácter regional: la falla de Palomares. El resto de grandes terremotos históricos se sitúa en el interior del bloque cortical delimitado por la ZFCA y la falla de Carboneras.

Las observaciones acerca de los fenómenos provocados por los terremotos históricos más importantes (Tabla VII) aportan datos que pueden tener implicaciones sismotectónicas interesantes. De esas observaciones se deduce que en los terremotos del SO de Adra (1522) que destruyeron la ciudad de Almería, y durante la serie sísmica de Adra (1804) se produjeron alteraciones importantes en el régimen hidrogeológico de las fuentes así como fenómenos de licuefacción.

En el caso de los terremotos de Vera (1518), SO de Adra (1522), y Almería (1658) se puede hablar de series sísmicas normales con un evento principal precedido de algunos premonitorios de escasa intensidad y seguidos de sucesiones de réplicas durante días o meses.

En el caso de la serie sísmica de Adra (1804) las informaciones de carácter histórico parecen hablarnos de una serie bastante más compleja. Se inicia con varios terremotos de intensidad VI-VII en el mes de enero para dar paso a dos de intensidad VIII días después. Siguió terremotos de menor intensidad hasta el 25 de agosto cuando se produjo un evento de intensidad IX precedido de premonitorios y seguido de más de 25 réplicas sentidas en cinco días. Todo esto parece indicar que este período sísmico está compuesto de dos series distintas. Una en el mes de junio con dos eventos principales de tamaño semejante y otra en agosto formada por una secuencia normal: premonitorios-principal-réplicas.

Los datos de sismicidad histórica por tanto, nos hablan de la existencia de eventos de magnitud importante (probablemente acompañados de ruptura superficial) en algunos casos de carácter compuesto, que además no se localizan sobre zonas de falla de importancia regional.

#### 4.3.2. Sismicidad Instrumental. Análisis espaciotemporal e interpretación tectónica

La sismicidad ocurrida en el Sur de Almería durante el periodo instrumental ha presentado magnitudes moderadas. La magnitud máxima alcanzada fue 5.0 durante las series sísmicas de Adra y S<sup>a</sup> Alhamilla.

Si observamos la sismicidad con error horizontal < 10 Km ubicada en el Sur de Almería (Fig. 4-13a) se deduce que en el interior del

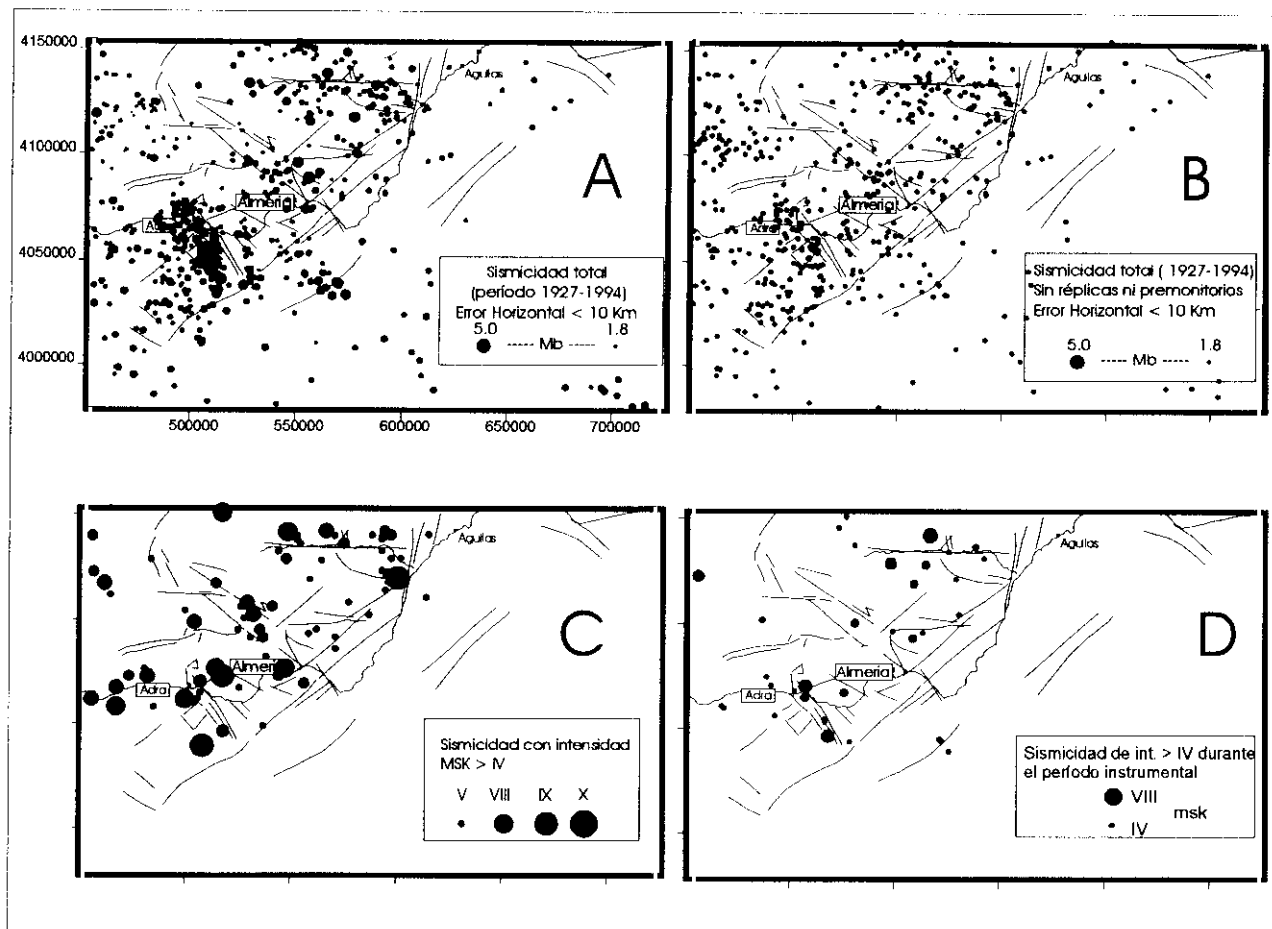


Fig. 4-13. Mapas de distribución de la sismicidad en el sur de Almería.

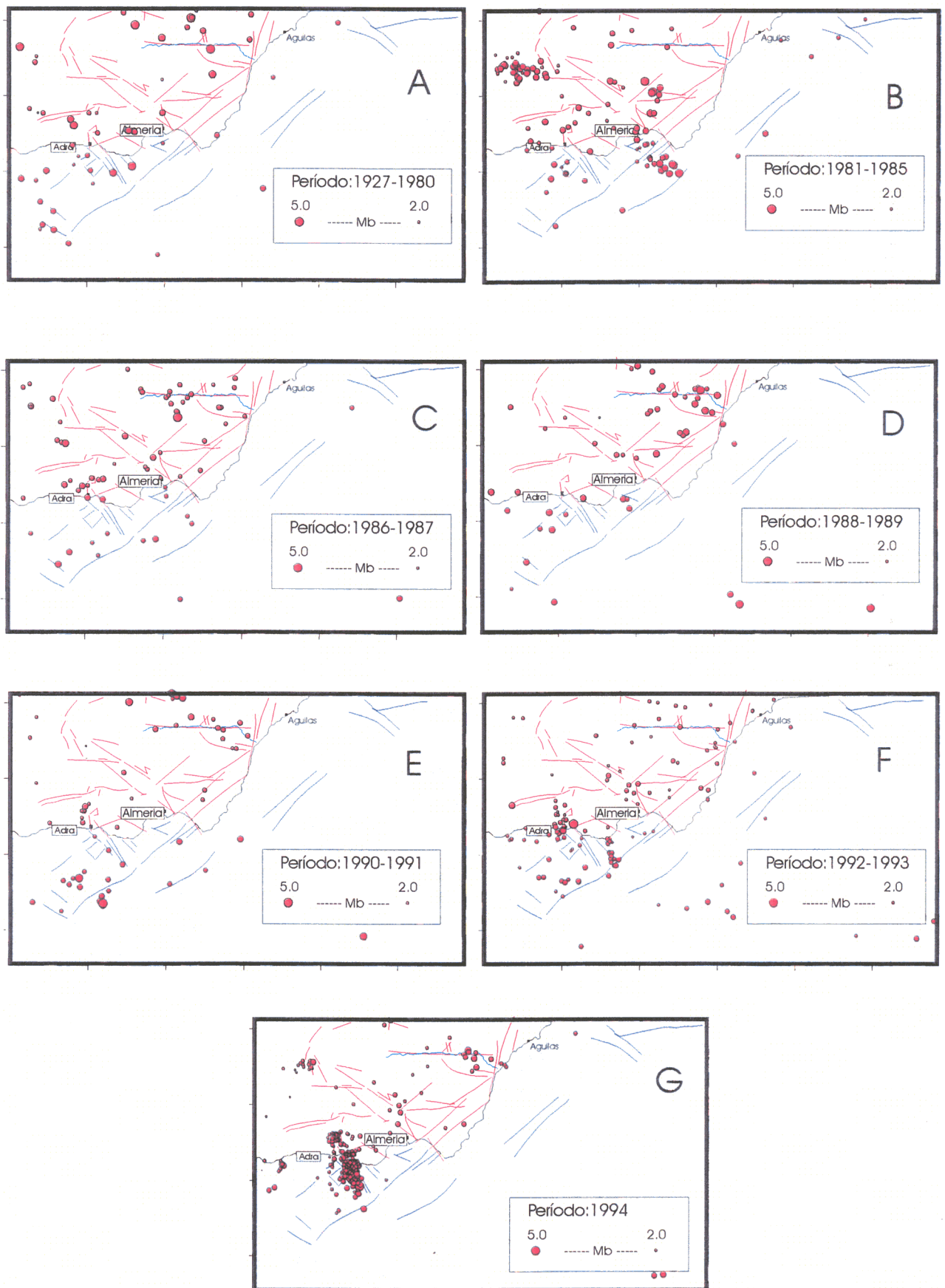
bloque limitado por la ZFCA y la Falla de Carboneras la densidad de epicentros es mayor que en los alrededores del mismo. Este hecho se observa tanto en la proyección de la sismicidad total como en la proyección eliminando las réplicas de las series sísmicas (Fig. 4-13b), y también en la proyección de la sismicidad de mayor intensidad (Fig. 4-13c y d). Únicamente se observa un núcleo significativo de epicentros localizados fuera del citado bloque, al Sureste de la falla de Carboneras.

La proyección de la sismicidad por intervalos temporales (Fig. 4-14d) muestra que este núcleo se produjo en un intervalo de tiempo muy corto, probablemente asociado a la reactivación de una falla NE-SO localizada en el Mar de Alborán.

En la Fig. 4-14 vemos, por tanto, que la mayoría de las fallas sísmicamente activas en el periodo 1927-1994 se sitúan dentro del bloque de corteza limitado por las ZFCA y la falla de Carboneras. Es significativa en el periodo (1992-1993) la reactivación sísmica de dos

fallas o zonas de falla de dirección N-S al Este de Adra y Sur de Campo Dalías (fig. 4-14f). Estas dos reactivaciones precedieron a la serie sísmica de Adra 1993-1994. La totalidad de las réplicas de esta serie se disponen igualmente al Norte de la falla de Carboneras y al Sur de la ZFCA. Parece claro que en los últimos años estas dos zonas de fracturación han actuado de barrera para la sismicidad o bien limitan un bloque cortical con un comportamiento mecánico diferenciable.

En la Fig. 4-8 hemos señalado las zonas de falla o segmentos de falla de los corredores principales que aparecen prácticamente libres de actividad. Es significativo que la traza emergida de la falla de Carboneras caracterizada por presentar numerosos indicios tectónicos y morfológicos de actividad cuaternaria (ver capítulo 3.1.3) apenas si presenta sismicidad instrumental asociada. Lo mismo ocurre con una parte importante de la ZFCA. De la distribución espacial de la sismicidad instrumental se deduce que la mayor parte de la misma está asociada a



**Fig. 4-14.** Evolución temporal de la sismicidad instrumental en el sur de Almería durante el período 1927-1994.

#### 4. Tectónica Activa y Sismotectónica

fallas menores y secundarias y no a la actividad de las fallas de dimensiones regionales. Únicamente se observan alineaciones de terremotos, como indicios de fallas sísmicamente activas, según las direcciones N 160-180, coincidiendo con la orientación de uno de los sistemas de los sistemas de fracturación más activos durante el período neotectónico en la región (capítulo 3.4).

#### **4.3.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Sierra Alhamilla (1984)**

El 13 de septiembre de 1984 se produjo un terremoto en la S<sup>a</sup> Alhamilla que alcanzó una magnitud Mb: 5.0. Este terremoto alcanzó una intensidad V en la escala MSK y fue precedido por un premonitorio de magnitud Mb: 4.1 e intensidad IV. La serie presentó más de cien réplicas. A partir del día 14 el Instituto Geográfico Nacional instaló una red portátil con ocho estaciones que recogieron los datos de la serie.

De las tres series sísmicas aquí estudiadas ésta

es de la que menor número de datos se poseen. Pese a ello la naturaleza y posición tanto del evento principal como de la serie de réplicas aporta interesantes evidencias de tipo sismotectónico.

Rueda et al. (1992) realizaron un estudio detallado de la serie desde un punto de vista sismológico. Calcularon los mecanismos focales del terremoto principal así como del conjunto de las réplicas. El mecanismo obtenido para el principal fue de tipo inverso-direccional y de tipo inverso para el conjunto de réplicas. Los índices de acierto obtenidos por estos autores son de 1.0 para el primero y 0.73 para el mecanismo conjunto. Interpretan, asimismo la génesis de la serie en vista de su posición, y en relación con la actividad de la zona de falla del corredor de las Alpujarras en su extremo más oriental.

En la Tabla VIII se muestran los datos de magnitud, intensidad y localización del premonitorio, principal y réplicas mayores que acaecieron durante las ocho horas siguientes al principal.

**Tabla VIII**  
**Datos de localización, magnitud e intensidad del evento principal y réplicas más importantes de la serie de Sierra Alhamilla (1984)**

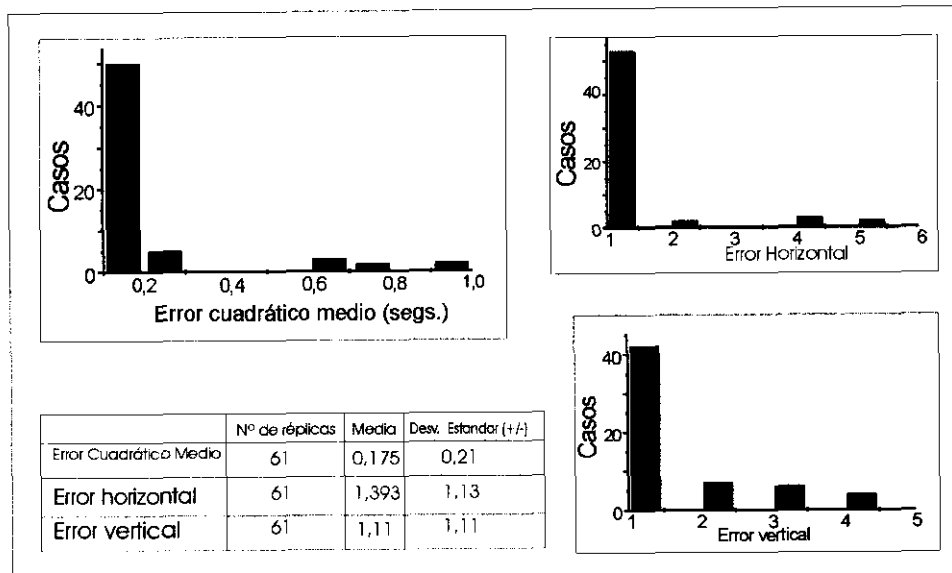
Fecha	Hora (h-m-s)	X (UTM) (Km)	Y (UTM) (Km)	Profundidad (Km)	Mb	INT (MSK)
12-9-1984	13-53-43	563.473	4095.461	5	4.1	IV
13-9-1984	4-34-11	558.598	4092.83	9	5.0	V
13-9-1984	9-8-6	558.006	4092.094	10	4.4	
13-9-1984	9-56-25	559.587	4078.604	18	3.7	
13-9-1984	11-40-04	553.507	4099.83	5	4.8	
13-9-1984	12-03-50	557.056	4078.586	19	4.2	

##### 4.3.3.1. Análisis espacial

Para el análisis espacial de la serie se han utilizado los 61 seismos de los que se conocían los datos de errores de localización calculados por el IGN. En la Fig. 4-15 se presenta la estadística para dichos errores. Hay que hacer notar que la red portátil no se instaló hasta el día siguiente del evento principal. Hasta ese momento, el umbral de detección era bastante

alto. Ello hace que los errores de localización horizontal más altos (superiores a 4 Km correspondan al seismo premonitorio, al seismo principal y a las réplicas mayores detectadas en las primeras 8 horas. Los errores de las réplicas una vez instalada la red se redujeron en casi todos los casos a 1 Km.

Lo primero que salta a la vista al proyectar la sismicidad sobre un esquema estructural de la



**Fig. 4-15. Estadísticas de los errores de localización de la población de réplicas y premonitorios de la serie sísmica de sierra Alhamilla (1984).**

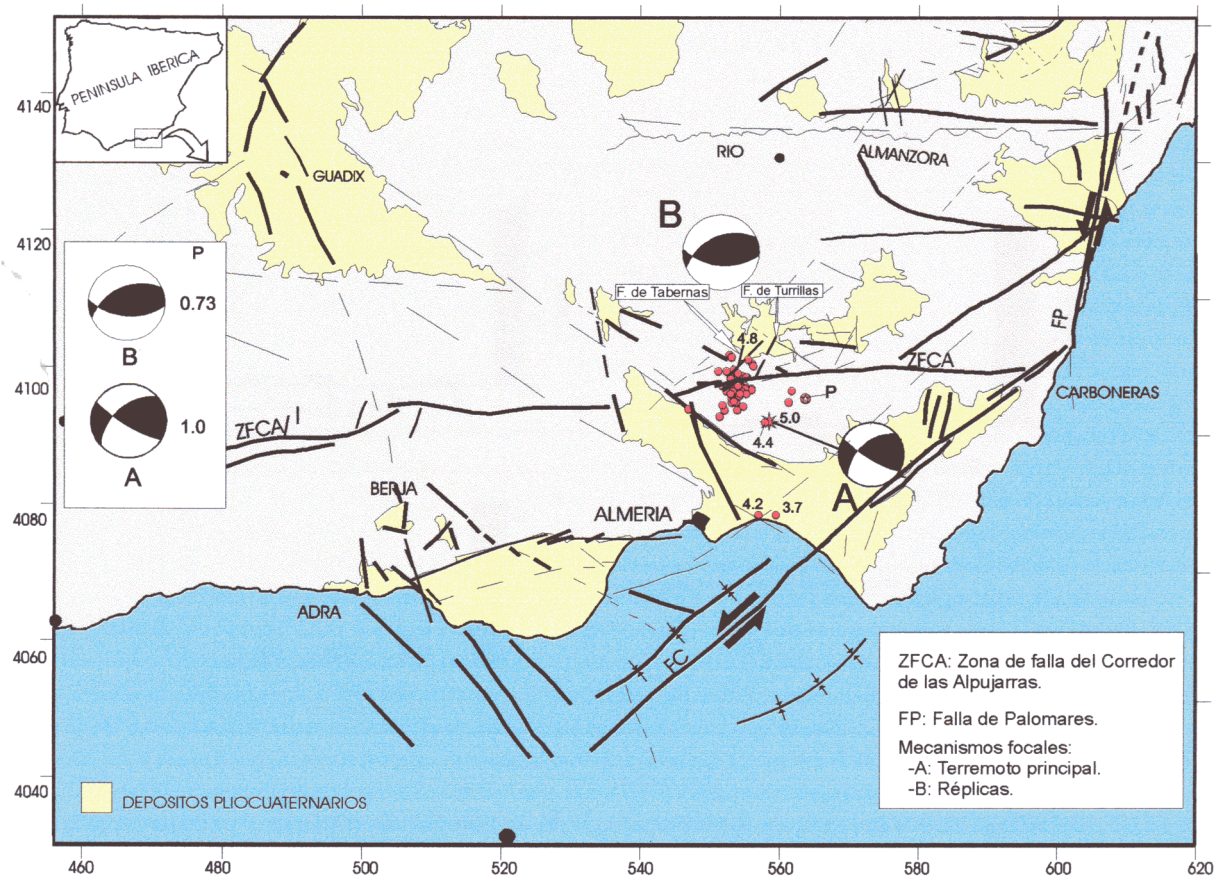
zona (Fig. 4-16) es la excentricidad de los epicentros del premonitorio, el principal y algunas de las réplicas mayores respecto al núcleo principal. Rueda et al., (1992) atribuyen este hecho al error introducido en la localización de los epicentros por la escasez y localización relativa de las estaciones de la Red Nacional previa a la instalación de la red portátil. Considerando este hecho, los epicentros reales deberían estar desplazados hacia el Norte. En todo caso, la separación de algunas de las réplicas más alejadas, sobre todo las situadas al Este de Almería es tan elevada en relación con el error teórico de localización, que podría pensarse en una génesis diferente para esos eventos. El hecho de que la mayor réplica (Mb 4.8) fuese localizada en el seno del posterior núcleo de réplicas habiéndose producido con anterioridad a la instalación de la red, apoya la idea de que esa excentricidad no está del todo causada por los errores en la localización.

La nube de réplicas se dispone sobre el flanco Norte de la S<sup>a</sup> Alhamilla (Fig. 4-16), que está controlado por la prolongación oriental de la ZFCA que en este sector presenta un anchura importante (Rodríguez Fernández et al., 1990

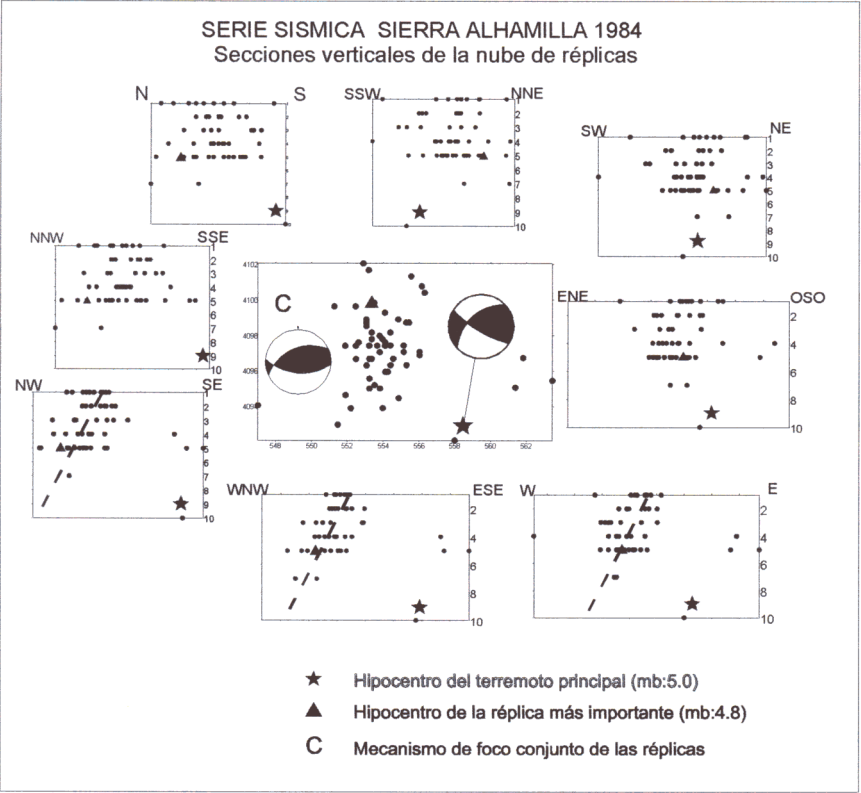
y Ott d'Estevou y Montenat, 1990). Se han realizado secciones verticales de la nube de réplicas según varias orientaciones (Fig. 4-17). La menor anchura de la nube se observa en las secciones orientadas entre NO-SE y E-O. Ello indica una posible adaptación de la sismicidad a un plano N-S a NE-SO con buzamiento hacia el Oeste. En estas secciones se observa de nuevo la excentricidad del hipocentro del principal respecto a la nube, si bien el error de localización vertical (5 Km) hace difícil realizar un interpretación de este hecho.

En la Fig. 4-18 se observa que la profundidad de casi toda la sismicidad asociada a la serie se dispone en los primeros 10 Km de corteza. Los casos con profundidades superiores corresponden a las réplicas alejadas de la nube principal. Es decir, las dos réplicas localizadas al Este de Almería y la otra próxima al valle del río Almanzora. De nuevo, al igual que ocurría con la localización horizontal, la excentricidad de los hipocentros de estas réplicas es superior a los errores teóricos. Ello apoya la idea de que tales réplicas respondan a reactivaciones de fallas diferentes a la responsable del evento principal.

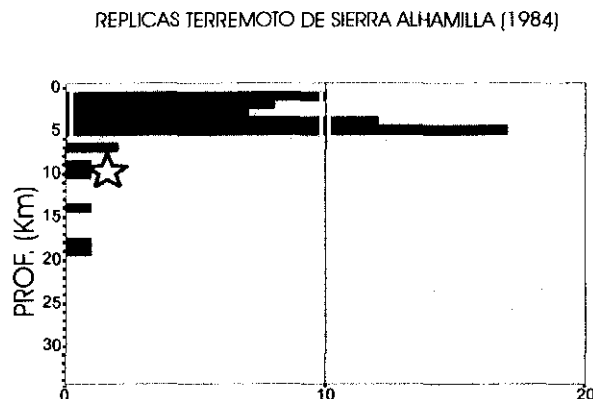




**Fig. 4-16.** Mapa de fracturación reciente del sur de Almería, sobre el que se representa la serie sísmica de sierra Alhamilla (Mb: 5.0) de 1984. Se incluyen el mecanismo focal del evento principal (A) y el mecanismo conjunto de la nube de réplicas (B). Asimismo, se indican las magnitudes Mb de las mayores réplicas, explicación en le texto. Se señala con una P la posición del premonitorio.



**Fig. 4-17.** Secciones de la nube de réplicas del terremoto de S. Alhamilla siguiendo varias orientaciones.



**Fig. 4-18.** Distribución de profundidades de las réplicas de la serie de S' Alhamilla (1984). Con una estrella se indica el hipocentro del evento principal.

#### 4.3.3.2. Interpretación tectónica

El mecanismo focal del evento principal es compatible con una dirección de compresión horizontal NNO-SSE y, por tanto, coherente con el acortamiento NNO-SSE que controla la tectónica cuaternaria en la Cordillera. Sin embargo, los planos nodales no coinciden en orientación con la ZFCA que, a priori, es la estructura que parece presentar mayor relación genética con la serie. Los planos solución presentan orientaciones NE-SO y NO-SE. En este sentido, Ott d'Estevou y Montenat (1990) en un estudio neotectónico de la cuenca de Sorbas identificaron numerosas fallas N100-110 inverso-direccionales (componente dextrosa) y fallas

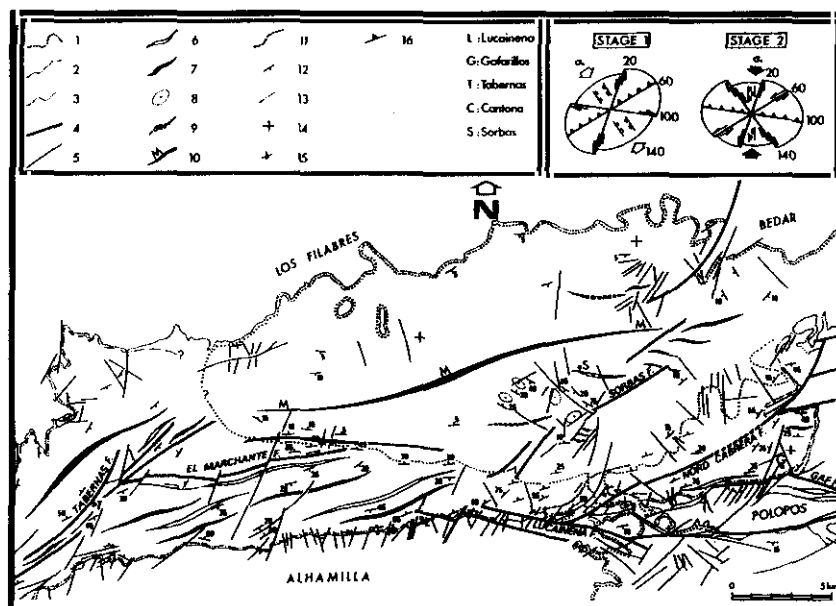
N 10-20 de desgarre sinestroso que controlan de forma notable la estructuración de los materiales neógenos del borde Norte de S' Alhamilla (fig. 4-19). Ambos sistemas de fallas presentan orientaciones compatibles con los planos solución citados para el evento principal.

Por otra parte, el mecanismo de foco conjunto para las réplicas, en cambio, si presenta planos nodales con orientaciones paralelas a la de la ZFCA. Además, la dirección de compresión horizontal es también NNO-SSE.

Teniendo en cuenta estos datos así como la distribución espacial de toda la serie, proponemos las siguientes posibles interpretaciones tectónicas para la génesis de esta serie:

-1ª/ Si consideramos que los epicentros reales del evento principal así como del premonitorio y algunas de las réplicas mayores se situarían algo más al Norte, parece evidente que la falla responsable de la serie debe ser la ZFCA o alguna de las numerosas fallas secundarias que la acompañan en este sector.

La morfología de la nube de réplicas alargada según la orientación NNE-SSO, la existencia de un plano nodal del mecanismo focal con orientación NE-SO y buzamiento hacia el Este y la existencia de dos fallas de desgarre sinestroso de gran actividad neotectónica con esa misma orientación en la zona epicentral (fallas de Tabernas y de Turrillas (ver mapas de figs. 4-16 y 4-19)), apoyan la posibilidad de que una de estas fallas pueda ser la responsable de la serie.



**Fig. 4-19.** Mapa neotectónico del borde norte de sierra Alhamilla y cuenca de sorbas, de Ott d'Estevou y Montenat (1990). La nube de réplicas de la serie sísmica de Adra se localiza sobre el sector meridional de la falla de Tabernas. 1. Límite del Messiniense; 2. límite del Tortonense; 3. Límite del sustrajo Bético; 4. Falla principal; 5. Falla menor; 6 y 7. Anticlinal y sinclinal Tortonense; 8. Pliegue de eje vertical cuaternario; 9. Anticlinal y sinclinal pliocuaternario; 10. Eje de subsidencia Messiniense; 11. Sigmoide sinestroso intratortonense; 12. Pendiente en grados; 13., 14 y 15. Capas verticales, horizontales e invertidas; 16. Contacto estratigráfico invertido.

El mecanismo conjunto de las réplicas es coherente con la reactivación en forma de réplicas de numerosas fracturas menores pertenecientes a la ZFCA de orientación N 70-90 y cinemática inversa.

-2ª/ Una segunda interpretación se basaría en la consideración de que el evento principal está efectivamente localizado fuera de la nube de réplicas. En ese caso, la falla responsable del mismo estaría situada en la vertical de la sierra Alhamilla. El hecho de que 7 horas después del evento principal de magnitud 5.0 se produzca una réplica de Mb: 4.8 y a continuación la totalidad de las réplicas se dispongan rodeando a ésta, puede estar indicando que nos encontramos ante un caso de terremoto compuesto (ver más adelante capítulo 4.4.2). En este caso, la nube de réplicas estaría asociada, no a la ruptura del evento principal sino a la de la réplica de Mb: 4.8.

La existencia de cuatro réplicas de magnitud superior a 4.0 y con localizaciones separadas bastante más distancia de la que señalan los errores teóricos de localización, parece estar indicando la reactivación de fallas alejadas, en el marco de una región como ésta con una alta densidad de fracturación activa.

En todo caso, independientemente de la fuente sismogenética concreta responsable de la serie, lo que parece evidente es que está generada por la activación de una o varias fallas que presentan un componente inversa importante en su movimiento bajo un campo de esfuerzos compresivo con una dirección de acortamiento NNO-SSE.

#### 4.3.4. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Adra (1993-1994)

Esta serie es de la que mayor número de datos se dispone y de mejor calidad. Ello ha permitido realizar un estudio más detallado de la misma.

La serie sísmica de Adra se inició el 23 de Diciembre de 1993 con un terremoto de magnitud Mb: 5.0 localizado aproximadamente a unos 10 Km al Este Adra (Fig. 4-20). La profundidad focal, fue de 8 Km y se sintió con una intensidad máxima MSK: VI. Once días después se produjo un segundo terremoto de intensidad semejante al anterior situado 30 Km al Sureste del primero, ya

en el Mar de Alborán, con una magnitud Mb: 4.9 y una profundidad focal de 2 Km.

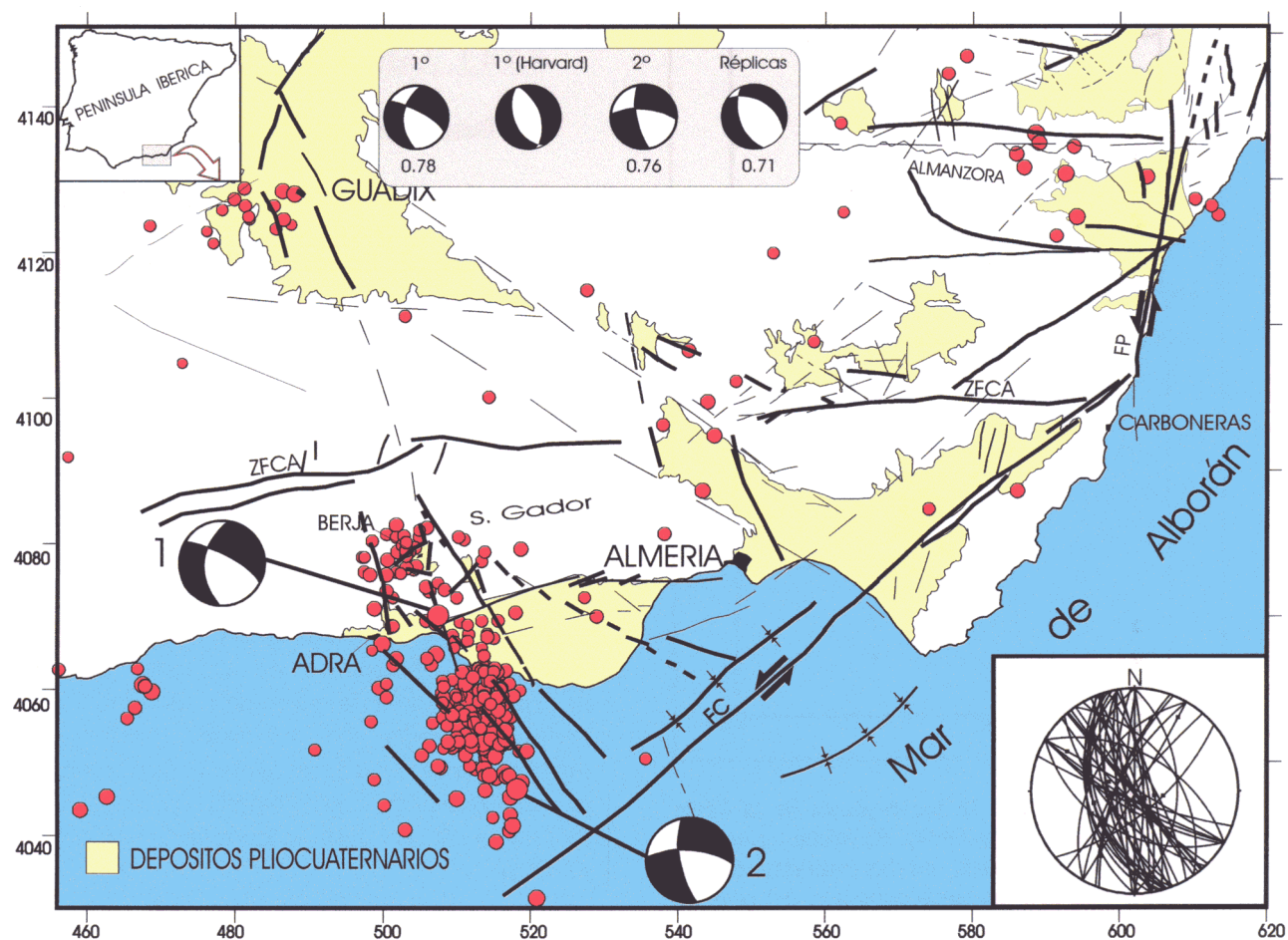
La zona afectada por esta serie no ha sufrido ningún evento sísmico de magnitud mayor de 4.0 durante el periodo instrumental (últimos ochenta años aproximadamente). Sin embargo, la sismicidad histórica refleja una actividad de magnitud más alta, tal y como se describió con anterioridad (Fig. 4-1). En este sentido, la serie sísmica de Adra presenta cierta semejanza en cuanto a situación y distribución espacial y temporal con el inicio de la serie acaecida en enero de 1804. En aquella serie se produjeron dos terremotos de intensidad VIII en el mes de enero con una separación temporal de 8 días y espacial de pocos kilómetros.

Este hecho, más el derivado de la sucesión de réplicas de los terremotos citados nos ha llevado a analizar el posible control tectónico de esta sismicidad que permita un conocimiento acerca de la fuente sismogenética. Por otra parte, la combinación de dos terremotos de magnitud semejante y sucesivos en el espacio y en el tiempo es una característica muy significativa a la hora de interpretar el origen de dicha fuente sismogenética y sus mecanismos.

Rueda et al. (1996) analizaron la serie sísmica desde un punto de vista sismológico y sismotectónico. Calcularon los momentos sísmicos de ambas rupturas (Tabla IX) así como los mecanismos focales de los eventos principales y el mecanismo conjunto de las réplicas. Los mecanismos focales de los eventos principales son de tipo normal con fuerte componente de desgarre, mientras que el mecanismo conjunto presenta un carácter normal más puro. Asimismo, realizaron una relocalización de la serie de réplicas utilizando la técnica de localización conjunta (JHD) de Dewey (1991).

Entre las conclusiones más interesantes de este trabajo se puede citar la distinción de dos tipos de réplicas, en función de la morfología de sus sismogramas, que se asocian a cada uno de los eventos principales (Fig. 4-21). Las réplicas del tipo 1 (asociadas al primer evento) se localizan en una nube alargada según una dirección N-S a la altura de la localidad de Adra, mientras que las réplicas del segundo tipo (con sismogramas semejantes al segundo evento) se sitúan en una nube más al Sureste. Desde un punto de vista sismotectónico, se limitan a relacionar la serie sísmica con la actividad de las fallas NO-SE observadas en la zona.





**Fig. 4-20.** Mapa de fracturación reciente del sur de Almería sobre el que se ha proyectado la serie sísmica de Adra (1993-1994). Además de los mecanismos focales de los dos eventos principales y el mecanismo conjunto de las réplicas, se muestra el calculado por Harvard para el primer evento. En la esquina inferior derecha se proyecta la fracturación con actividad cuaternaria medida en el presente estudio en el sector (Adra-Berja-Dalías).

**Tabla IX**  
**Datos de localización, magnitud e intensidad de los eventos principales de la serie de Adra (1993-1994)**

Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Prof.(Km)	Mb	INT	Mo (N*m)	Loc
23-Dic-93	14h 22m 35s	2° 56'W	36° 46'N	8	5.0	VII	8.5*10 <sup>16</sup>	Adra
1-Ene-94	8h 03m 15s	2° 49'W	36° 34'N	2	4.9	VII	2.29*10 <sup>15</sup>	Sur Adra

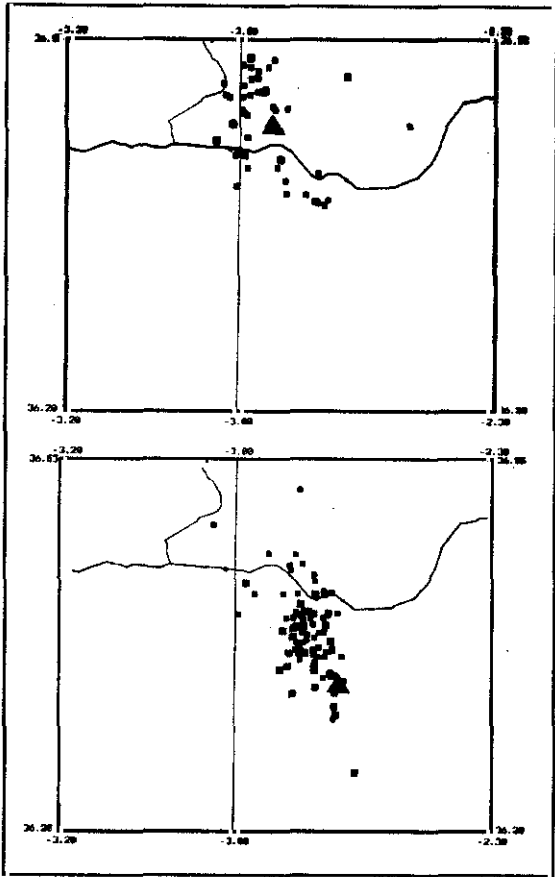


Fig. 4-21. Proyección de las réplicas de la serie sísmica de Adra (1993-1994) divididas, por sus características espectrales, en dos poblaciones que se corresponden con las características del primer evento (Mb: 5.0) en Dic. de 1993 (gráfico superior) y del segundo (Mb: 4.9) en Ene. de 1994 (gráfico inferior), según Rueda et al. (1992).

4.3.4.1. Análisis espacial

Datos sísmicos utilizados

Para el estudio de la serie se utilizaron las primeras 350 réplicas recogidas tras el primer evento principal. En un principio no se disponía de los errores de localización por lo que se trabajó sobre la base de datos total de réplicas. Posteriormente se pudo disponer de los errores de las 220 primeras réplicas calculados por el Instituto Geográfico nacional. En la Fig. 4-22 se presenta la distribución estadística de los mismos. La mayoría de los datos presentan errores de localización horizontal y vertical menores de 4 Km.

A pesar de la incertidumbre que estos errores introducen, pensamos que la base de datos utilizada presenta la suficiente exactitud como para que puedan ser estudiada e interpretada espacialmente. Esta afirmación está apoyada por la relocalización que Rueda et al. (1996) realizaron de una parte importante de la nube de réplicas.

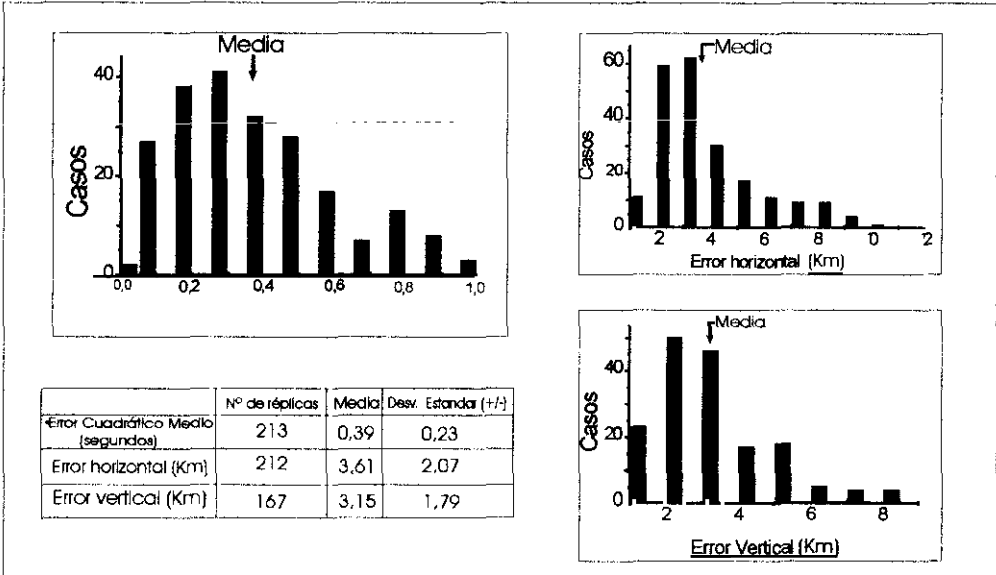


Fig. 4-22. Estadísticas de los errores de localización existentes para las población de réplicas de la serie sísmica de Adra (1993-1994).

### Sismicidad previa

La sismicidad instrumental recogida en el entorno de Adra durante los años previos a esta serie presenta algunas características interesantes. Desde 1927 hasta 1989, la sismicidad recogida en esta zona no presenta diferencias notables en relación con la de su entorno (Fig. 4-14). Sin embargo, en el período 1990-91 se observa un aumento de actividad coincidiendo con una lineación de sismicidad según una orientación N-S. Esta lineación se sitúa al Oeste de la falla que controla el tramo Sur del río Adra (mapa 6). En este mismo período se observa una alineación de epicentros a lo largo de una de las fallas NO-SE identificadas en la plataforma continental.

En el período (1992-1993), inmediatamente anterior al primer evento de la serie, se observa una clara activación sísmica de dos fallas N 170-180 (Fig. 4-14f). Una activación parece corresponder a la falla N-S del río Adra, y la otra se sitúa al Sur del Campo de Dalías. Es interesante observar que la actividad de esta falla está claramente limitada por la prolongación hacia el SO de la Falla de Carboneras.

En la Fig. 4-23a se ha proyectado la sismicidad previa sobre el mapa 6. A esta escala de observación la sismicidad se dispone de forma bastante difusa. Al Oeste de la falla supuesta que conecta el río Adra con el embalse de Benínar se observa una cierta acumulación orientada N-S. A una escala de observación algo menor (Fig. 4-24a) se observa que los macizos de basamento de las sierras Contraviesa y Gádor presentan escasa sismicidad. Las mayor parte se sitúa en la zona intermedia (sector Adra-Berja-Dalías).

Se observa, por tanto, que tres años antes del comienzo de la serie las fallas N-S y NO-SE de la zona comenzaron a presentar actividad sísmica. Asimismo, la mayor parte de la sismicidad previa se sitúa entre las sierras Contraviesa y de Gádor, que parecen actuar como bloques de basamento más resistentes.

### Serie sísmica

En la Fig. 4-20 se han representado los dos epicentros principales de la serie junto con las

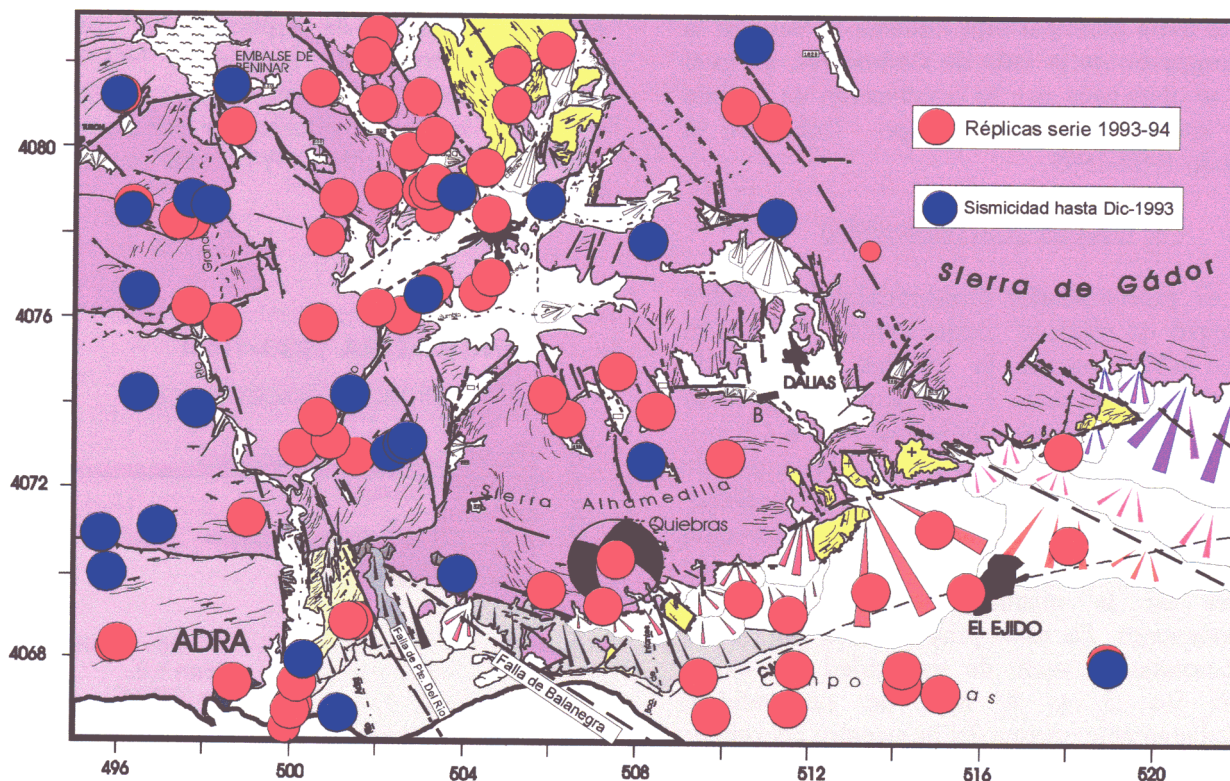
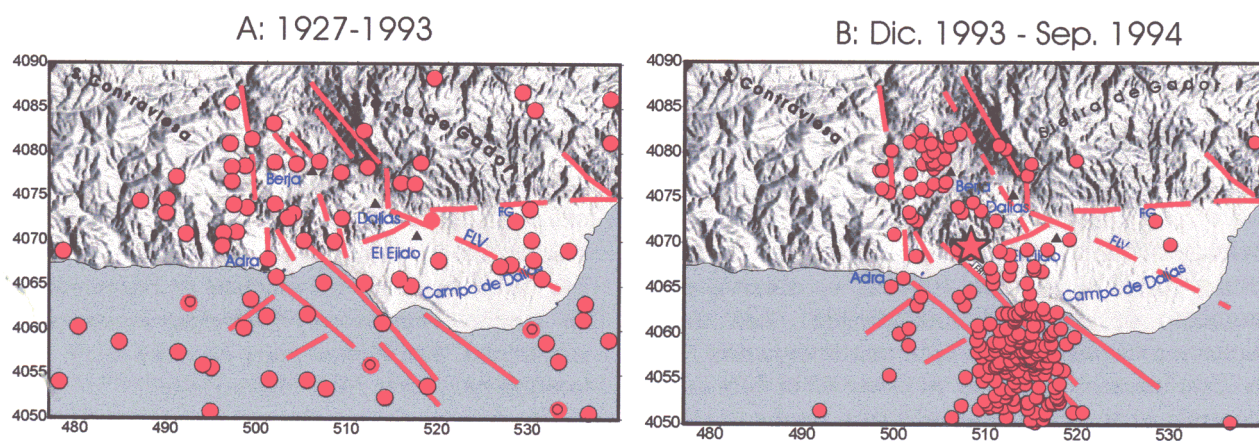


Fig. 4-23. Mapa geológico de la zona Adra -Berja-Dalías sobre el que se proyecta la sismicidad previa al terremoto de Adra de 1993 (puntos azules) y las réplicas de la serie sísmica (puntos rojos). Se muestra sobre el mapa el mecanismo focal del evento principal.





**Fig. 4-24.** Proyección sobre el modelo digital de la zona de Adra y su entorno de, A: la sismicidad previa a la serie sísmica de 1993-1994 y B: las réplicas de la serie. Se marca con una estrella la posición del evento principal.

primeras 350 réplicas que siguieron a los mismos a lo largo de más de 8 meses. Las réplicas se acumularon en cuatro núcleos principales. El más importante situado al Sur de Berja y Este de Adra, en una zona con geometría en forma de rombo alargada según una dirección NNO-SSE. Esta acumulación contiene los dos epicentros principales. Se produjeron acumulaciones de réplicas alejadas y de menor importancia al Sur de la cuenca de Guadix, en el valle del río Almanzora y al Sureste de Motril.

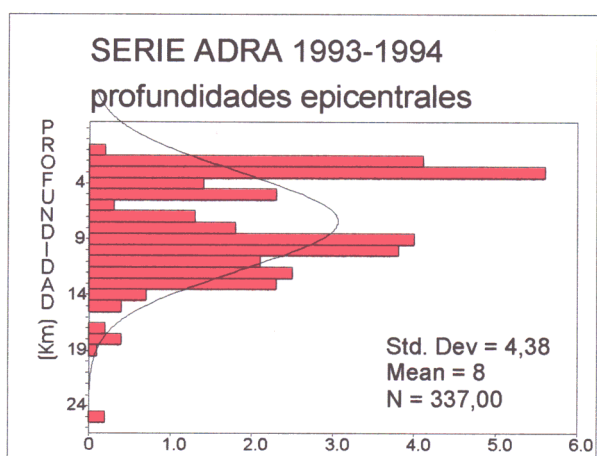
La nube principal está limitada al Sur por la prolongación de la falla de Carboneras, al igual que se observaba con la reactivación de la falla N-S situada al Sur de Campo Dalías en el período 1992-1993.

#### -A: Geometría en profundidad

Las profundidades hipocentrales del núcleo principal de réplicas varían entre 2 y 25 Km (Fig. 4-25), aunque la inmensa mayoría de réplicas se sitúa entre 3 y 14 Km. Se observan dos máximos bastante claros, uno de 2 a 4 Km y otro de 8 a 11 Km. Es significativa la escasez de sismicidad entre los 6 y 7 Km de profundidad. Con el fin de estudiar en detalle la distribución espacial de la nube principal se han realizado cortes de la misma siguiendo diversas orientaciones. En estas proyecciones (fig. 4-26) se constata el vacío de sismicidad que existe entre los 3 y 8 Km de profundidad, inmediatamente encima del hipocentro del primer evento sísmico. Este hecho es evidente sobre todo en las proyecciones orientadas de N-S a ONO-ESE. Este vacío de sismicidad podría

responder a la posición del área de ruptura, alrededor de la cual se distribuyen las réplicas.

Si analizamos cortes secuenciados temporalmente según una orientación NO-SE (Fig. 4-27a), se observa que las 25 primeras réplicas se disponen rodeando el vacío que se observa en los cortes de la nube completa. Esto apoya la idea de que ese vacío pueda atribuirse a la zona de ruptura. Si aceptamos esta posibilidad, la orientación de la falla responsable del primer evento principal debe situarse entre ONO-ESE y N-S. La superficie de ruptura, que puede estimarse a través de la sección NO-SE en aproximadamente 70 Km<sup>2</sup> (Fig. 4-27b), es coherente, según los estudios de correlación de Wells y Coopersmith (1994), con magnitudes (Mw) próximas a 5.5.



**Fig. 4-25.** Distribución estadística de las profundidades hipocentrales de las réplicas de la serie sísmica de Adra.

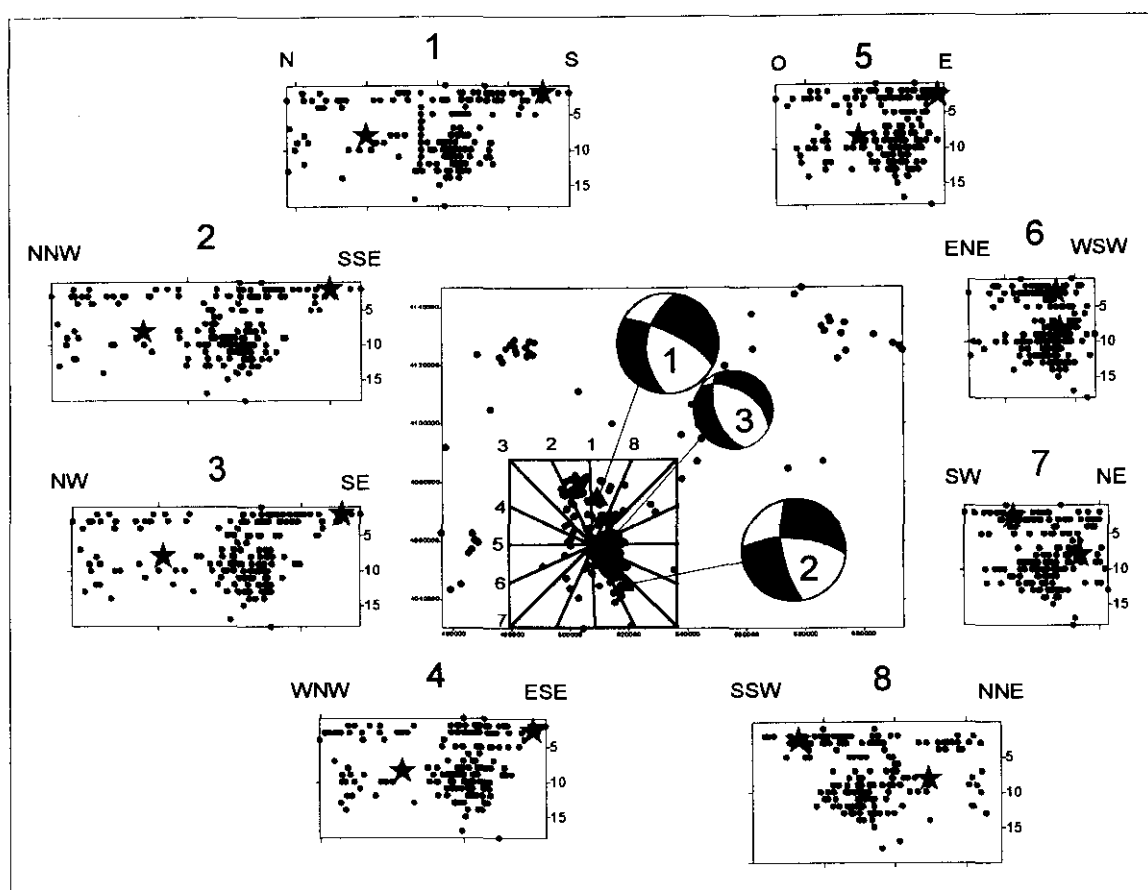


Fig. 4-26. Secciones verticales de la nube principal de réplicas de la serie sísmica de Adra, según varias orientaciones. Se marcan con estrellas los hipocentros de los eventos principales. 1: primer evento, 2: segundo evento, 3: mecanismo conjunto de las réplicas.

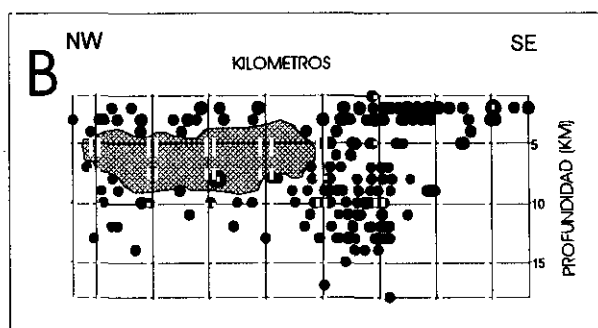
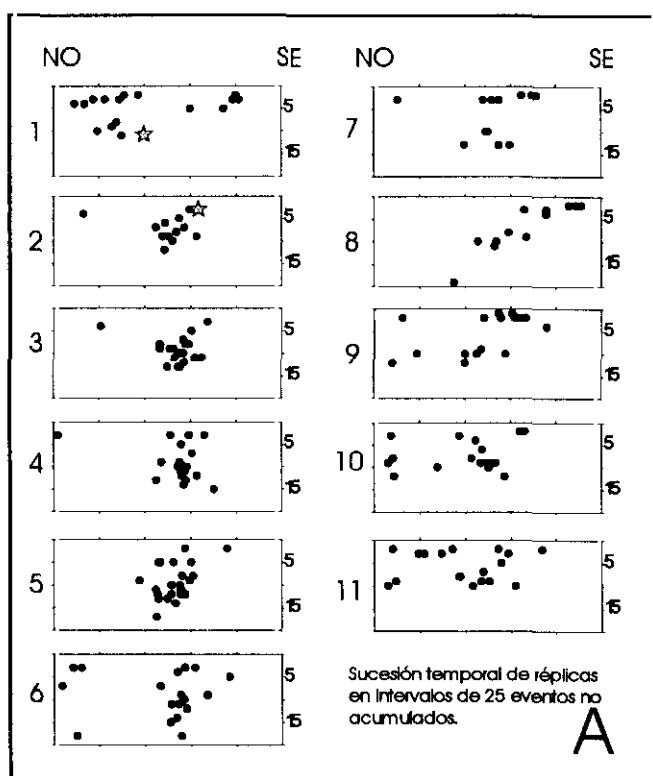


Fig. 4-27. -A: Sucesión temporal de la serie sísmica de Adra en secciones verticales NO-SE y según intervalos de 25 réplicas. La estrella señala el hipocentro del primer evento principal. Se observa que los primeros 25 eventos se disponen rodeando un área libre de réplicas. -B: Sección vertical de la nube con el total de las réplicas. En gris se sombrea el área libre de réplicas que se interpreta como posible área de ruptura, ver explicación en el texto.

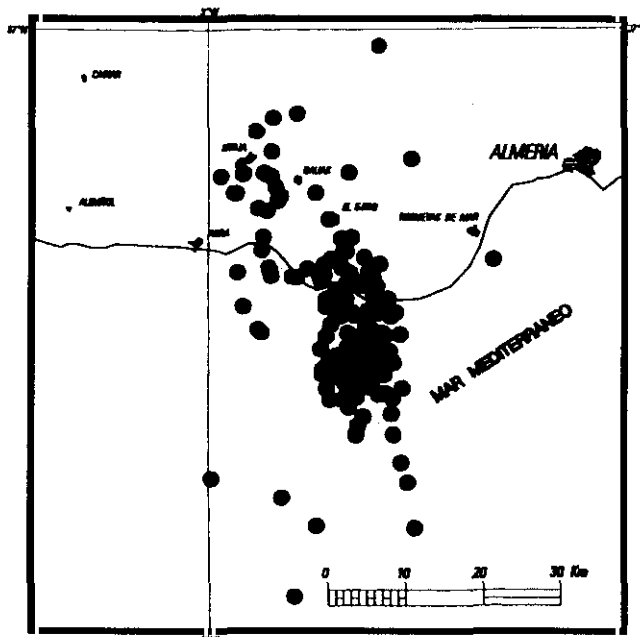
Por otra parte, se pone de manifiesto que la nube de réplicas presenta límites de geometría planar (Fig. 4-26). Casi todas las réplicas se disponen rellenando un volumen de corteza cuyos bordes o límites responden a una geometría planar. La sección 8 (SSO-NNE) de la citada figura es la que muestra esta geometría con mayor claridad. La nube de hipocentros observada tridimensionalmente presenta una forma de quilla de barco limitada por planos con buzamiento hacia el NNE y el SSO. El hipocentro del primer evento se sitúa sobre ese límite.

A pesar de que la exactitud en la localización de los hipocentros no sea la deseada, creemos que la geometría observada es difícilmente atribuible a errores de localización y, por tanto, debe estar relacionada con un control estructural. Si aceptamos este hecho, las variaciones de buzamiento que presentan estas superficies de unas proyecciones a otras indican que las secciones 1, 2 y 3 (Fig. 4-26) serían las de orientación más cercana a la dirección de las fallas responsables de los terremotos principales y de la distribución de la nube de réplicas. Esas orientaciones coinciden con las de los sistemas de fracturación N 120-140 y N 160-180 observadas en campo (ver capítulo 3.5.4). Las proyecciones 6 y 7 estarían más próximas a una orientación perpendicular a los planos de falla citados.

#### -B: Geometría en planta

La disposición en planta de los epicentros de las réplicas en la nube principal se ajusta a la forma de un "rombo" con los lados Este y Oeste orientados aproximadamente N-S, y los lados Norte y Sur orientados según una dirección N 140-145 E. La geometría de las réplicas relocalizadas por Rueda et al. (1996) utilizando el método (JHD) de Dewey (1991) muestra una geometría muy similar (Fig. 4-28). El límite Noreste del "rombo" se sitúa muy próximo y paralelo a la zona de falla normal que limita por el Oeste la Sª de Gádor. Además, la mayor parte de la nube se sitúa encima de la prolongación en el mar de varias fallas normales N 150-170 con actividad cuaternaria (fallas de Balanegra y de Puente del Río, ver capítulo 3.5.4).

Las réplicas cuyos epicentros caen en la zona emergida (Fig. 4-24b) aportan datos sismotectónicos interesantes. Todas ellas se sitúan en la depresión morfológica que separa las sierras de

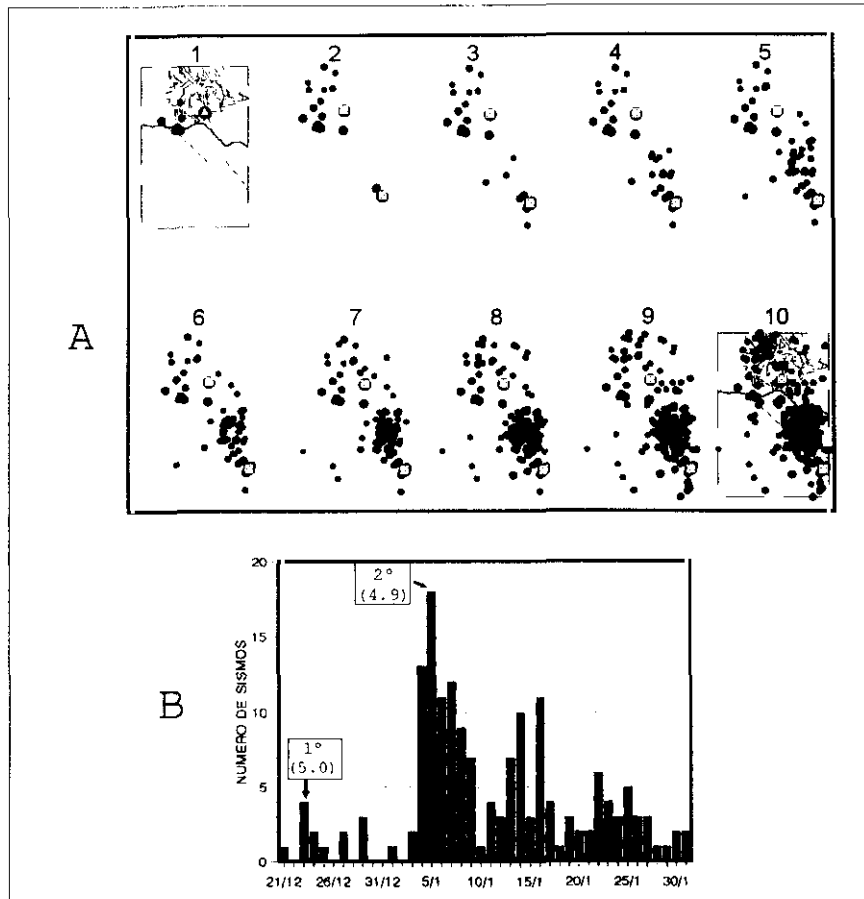


**Fig. 4-28.** Mapa de réplicas de la serie de Adra relocalizadas por Rueda et al. 1992 utilizando el método JHD de Dewey (1991).

Contraviesa y Gádor. Existe una acumulación importante sobre la depresión cuaternaria de Berja. A una escala más detallada (Fig. 4-23 b) vemos que las réplicas en el entorno de Berja parecen asociadas a las fallas normales N 140-150 situadas en área de Peñarodada. Fallas cuya actividad cuaternaria ya fue puesta de manifiesto en capítulos anteriores. El límite occidental de la nube presenta dirección N-S y coincide con la posición de la falla del río Adra y su posible prolongación hacia el Norte. Algunas réplicas se sitúan en el interior de la Sª Alhamedilla coincidiendo con las fallas N 170 normales que afectan al cuaternario. Otro dato interesante es que el epicentro del primer evento principal se sitúa muy próximo a la zona de las quebras donde se produjo un importante colapso durante el terremoto de 1804.

#### 4.3.4.2. Análisis temporal

La evolución temporal de la serie de réplicas (figura 4-29) muestra una propagación progresiva de la sismicidad desde la cuenca de Berja hacia el epicentro del segundo evento principal. Tras el primer evento la tasa de actividad es muy escasa, apenas un promedio de una réplica por día. A partir del segundo evento esta tasa se dispara (a pesar de tener una magnitud ligeramente inferior) y comienza a



**Fig. 4-29. -A:** Proyecciones en planta de la evolución temporal de la serie sísmica de Adra en incrementos acumulados de 25 réplicas. Explicación en el texto. **-B:** gráfico de evolución del número de réplicas por día desde el inicio de la serie. Es muy significativo el gran aumento de la tasa de ocurrencia de réplicas tras el segundo evento.

configurarse la morfología de la nube. La máxima acumulación se produce en el sector situado entre los dos epicentros.

#### 4.3.4.3. Interpretación mecánica y tectónica

El análisis de los datos señalados en los apartados anteriores nos permite considerar la serie sísmica de Adra como un ejemplo de terremoto compuesto (*compound earthquake*) según la terminología de Scholz (1990). Este autor define un terremoto como "compuesto" cuando se producen dos o más eventos sísmicos de tamaño similar en superficies de ruptura, no necesariamente pertenecientes a un único plano de falla, y con un retardo en el tiempo que va de pocas horas a varios días. El interés de este tipo de mecanismo de terremoto compuesto radica en que puede implicar procesos de ruptura causados por mecanismos distintos de aquellos que normalmente se relacionan con la acumulación de energía elástica como son: cambios en la presión intersticial y procesos de fatiga (Nur y

Booker, 1972; Scholz, 1968, 1990 y Stein y Lisowsky, 1983).

El retardo de 11 días entre el primer y el segundo evento sísmico puede explicarse, tal y como se ha hecho en otros ejemplos similares (terremoto de Superstition Hills Mb: 6.5 (Hudnut et al., 1989)), mediante el llamado efecto poroelástico combinado (Scholz, 1990). Este efecto es descrito en detalle más adelante (capítulo 4.4.2). Se basa en modificaciones transitorias de la presión de fluidos en el entorno de un evento principal. Estas modificaciones combinadas con la transferencia de esfuerzos que ocasiona el evento, puede inducir la reactivación de una falla vecina que se encuentra próxima al punto crítico de ruptura. La recuperación progresiva de la presión de fluidos que disminuye instantáneamente en los cuadrantes sometidos a dilatación por el primer evento, puede hacer que fallas situadas en esos cuadrantes (en los que la primera ruptura había inducido aumentos instantáneos de esfuerzos desviadores sobre el plano de falla) puede llegar a reactivarse.

En el caso aquí estudiado, las réplicas se acumulan en el bloque de corteza que estaría limitado por las fallas responsables de los eventos principales y otras de los mismos sistemas. La totalidad de las réplicas se sitúa en interior de los cuadrantes en dilatación de los mecanismos focales (Fig. 4-26). En el interior de este bloque, la caída de los esfuerzos normales a los planos de debilidad provocaría la reactivación de numerosas fracturas en forma de réplicas. El resultado de este proceso es que las réplicas se acumulan no solo en el entorno de la superficie de ruptura, sino también en el interior de un volumen de corteza que ha reajustado su posición a través del movimiento de las fallas principales reactivadas y en el que el estado de esfuerzos ha sido modificado.

En este sentido, durante el estudio de campo realizado una vez comenzada la serie, se pudieron detectar numerosas anomalías hidrogeológicas que pueden ser indicios de cambios significativos de la presión de fluidos. En numerosas fuentes situadas en la cuenca de Berja (mapa 6) el caudal se disparó de forma repentina tras el primer evento. Un ejemplo de este fenómeno registrado en un limnógrafo de un pozo situado en el extremo Sur de la depresión de Berja se observa en la Fig. 4-30. El primer terremoto ocasionó una subida de nivel en el pozo de más de 2 m. Al día siguiente disminuyó pero el nivel medio quedó por encima del que existía antes del seísmo. Solo la fuente de Hirnes situada en la zona más alta y próxima a la zona de falla extensional del Oeste de Gádor disminuyó de caudal tras el seísmo.

Un posible antecedente de este mecanismo de terremoto compuesto en la zona de Adra se deduce de la serie sísmica de Adra-Dalías de enero de 1804. Los dos eventos sísmicos principales se localizaron en las proximidades de la serie moderna de Adra, y estuvieron separados entre sí 9 días alcanzando una intensidad máxima VIII en la escala MSK.

#### Modelos cinemáticos para la serie de Adra

Como ya se ha citado con anterioridad los mecanismos de foco calculados para los dos eventos principales y el conjunto de las réplicas de la serie de Adra son de tipo normal o normal-direccional (Fig. 4-20). El mecanismo conjunto para las réplicas calculado por Rueda et al.

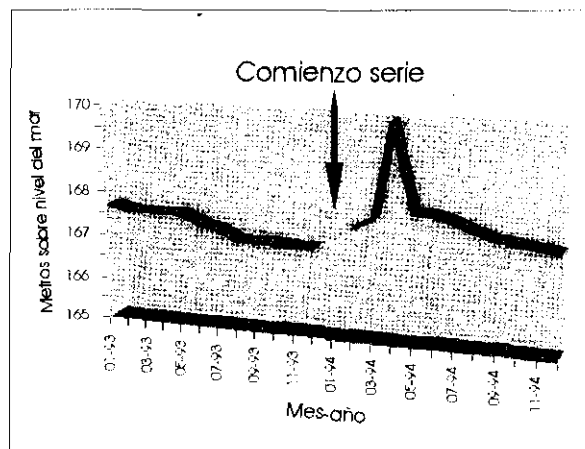


Fig. 4-30. Ejemplo de uno de los efectos hidrogeológicos del terremoto de Adra de Dic. de 1993). El gráfico muestra la variación brusca del nivel del agua en un pozo situado en el sur de la depresión de Berja, tomado de El Amrani (1997).

(1996) y el calculado para el primer evento por la Universidad de Harvard presentan un carácter normal con planos de dirección N 140 a N170, y cabeceos del deslizamiento entre 58° y 88°. Los ejes de tensión se orientan entre ENE-OSO y NE-SO.

Adicionalmente, los mecanismos de los eventos principales calculados por Rueda et al. (op cit) presentan carácter direccional-normal. Los planos solución presentan orientaciones N-S a N 170 y N 94 a N 140 con cabeceos del deslizamiento entre 30 y 40°. Los ejes de presión se orientan NO-SE y los ejes de tensión NE-SO.

En el estudio neotectónico del (capítulo 3.5.5) se concluyó la existencia de varios sistemas de fracturación activos compuestos por fallas normales con buzamientos altos en el sector Adra-Berja-Dalías, algunos incluso con indicios de paleosismicidad. Estos sistemas presentan orientaciones: N 140-160 y N 125. La mayoría de los planos nodales de los mecanismos focales calculados presentan estas mismas orientaciones. En la proyección estereográfica de la Fig. 4-20 se mostraban todas las fallas con actividad postmiocena medidas este sector. Puede apreciarse la coherencia de sus orientaciones con las de los planos solución de los mecanismos focales.

Asimismo, la morfología de la acumulación principal de réplicas presenta un claro control por parte de esos sistemas de fracturación. Por una parte, el conjunto de la nube presenta un

alargamiento según N 160. Por otro lado, la morfología de rombo antes descrita está limitada por planos N 140 (lados NE y SO) y planos N-S (lados E y O). Todas estas orientaciones coinciden con las direcciones de fallas activas observadas en el campo.

Teniendo en cuenta: -a: la orientación y naturaleza de los mecanismos de foco; -b: la orientación y cinemática de las fallas activas durante el Cuaternario en la zona; -c: la geometría de la nube de réplicas tanto en planta como en profundidad y -d: la relación genética entre los dos terremotos principales así como su situación, se proponen dos modelos cinemáticos que pueden explicar la naturaleza compuesta de la serie así como sus características geométricas (figs. 4-31 a y b).

#### **-Modelo 1:**

Según esta interpretación, el primer terremoto (Mb: 5.0) estaría asociado con la activación de una falla de dirección N 135 y buzamiento Oeste (zona de falla normal del Oeste de Gádor) (mecanismo focal: 1 de Fig.4-20). El desplazamiento normal con componente dextrosa de esa falla induce una reducción del esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) en un plano de falla orientado N 170 situado al Sureste del anterior. Esa reducción del esfuerzo normal modifica el estado de esfuerzos inicial para este segundo plano de falla aproximándolo al punto de ruptura.

#### **-Modelo 2 :**

Esta segunda interpretación considera que la falla responsable del primer evento sería una falla próxima a N-S y buzamiento hacia el Este (coherente con uno de los planos del mecanismo de Harvard). Esta falla limitaría la nube de réplicas por el Oeste (falla del río Adra-embalse de Benínar). La mayor profundidad del hipocentro en relación con las primeras réplicas explica que el hipocentro aparezca desplazado hacia el Este. La modificación del estado de esfuerzos en el bloque hundido al Este de la falla induce la reactivación de una falla paralela pero de buzamiento Oeste generándose el segundo evento que presentaría una componente de desgarre superior. Esta cinemática provoca un nuevo cambio del estado de esfuerzos en el bloque cortical limitado por las dos fallas. Dicho bloque sufre una tracción próxima a N-S. Esta extensión controlada por dos planos de falla con

buzamientos opuestos explica tanto el mecanismo focal conjunto de las réplicas (de tipo normal) como la morfología y posición de la serie de réplicas. Estas no solo se disponen a lo largo de los dos planos de ruptura, sino que rellenan el *bloque cortical limitado por las dos fallas*, en cuyo interior el estado de esfuerzos ha cambiado momentáneamente.

La posición de las dos series de réplicas con características espectrales diferentes asociadas a dos rupturas diferenciadas por Rueda et al. (1996) (Fig. 4-21) apoyan este segundo modelo.

En ambos modelos, la dirección de esfuerzo horizontal compatible con los mecanismos de foco, tanto de los principales como de las réplicas, es coherente con un acortamiento NNO-SSE.

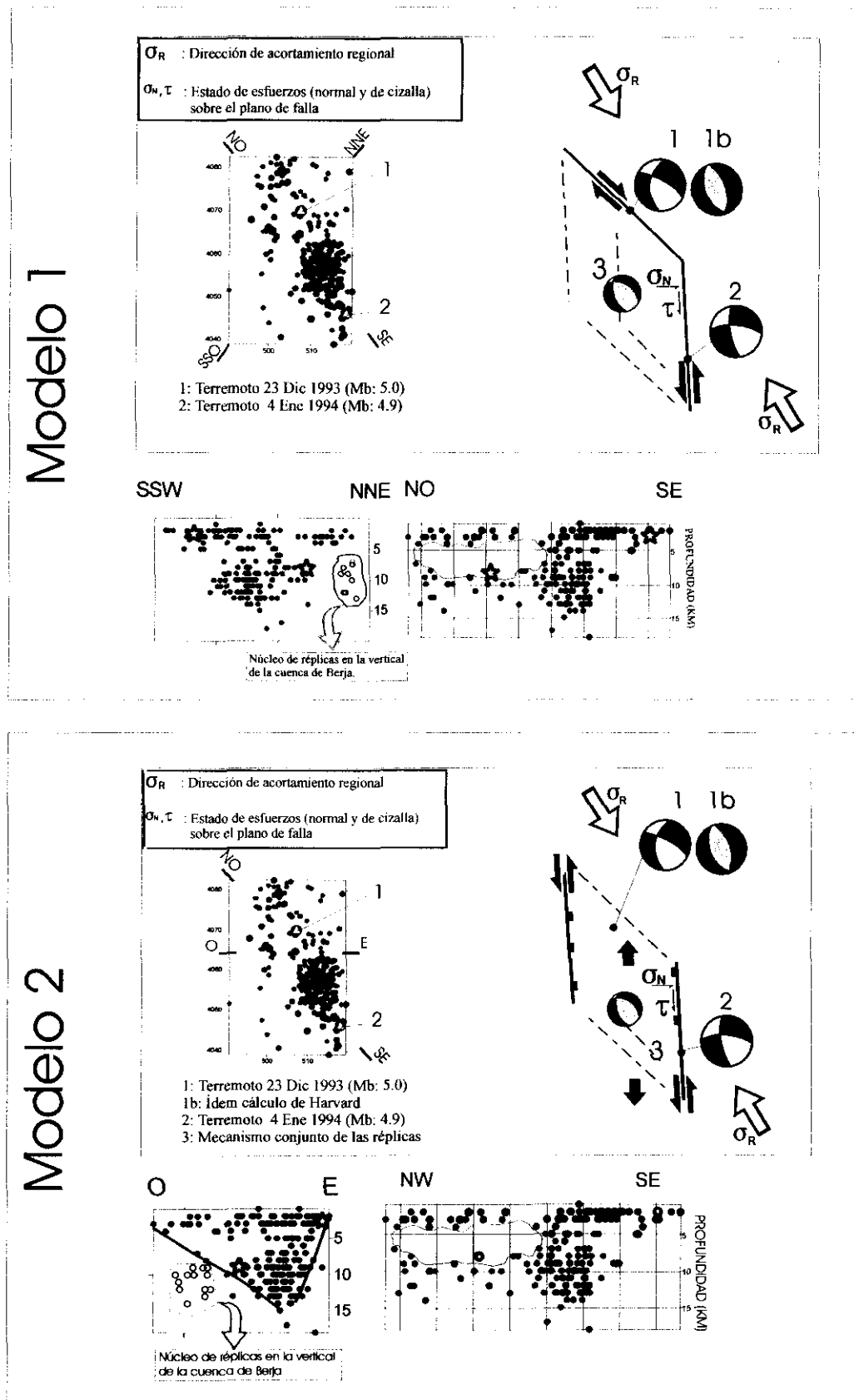
#### **-Modelo en profundidad de la serie sísmica de Adra:**

No existe suficiente información geofísica en la zona para poder identificar la posición en profundidad de las fallas activas de la región, y con ello relacionarlas con los hipocentros de la serie sísmica. No obstante, en el capítulo en el que se trató la neotectónica del Sur de Almería se planteó una interpretación cinemática para la zona durante el período neotectónico. Se propuso un modelo en el que los corredores de la zona de falla de Las Alpujarras y la falla de Carboneras controlan un proceso de escape inducido por un campo de esfuerzos compresivo con una dirección de acortamiento horizontal NNO-SSE. En el interior de la cuña de corteza que sufre el escape, se genera un campo de esfuerzos local de tipo extensional asociada a procesos de tracción. Esa tectónica extensional se traduce en la formación y activación de fallas normales NO-SE, entre ellas las fallas normales de bajo ángulo que controlaron procesos extensionales previos.

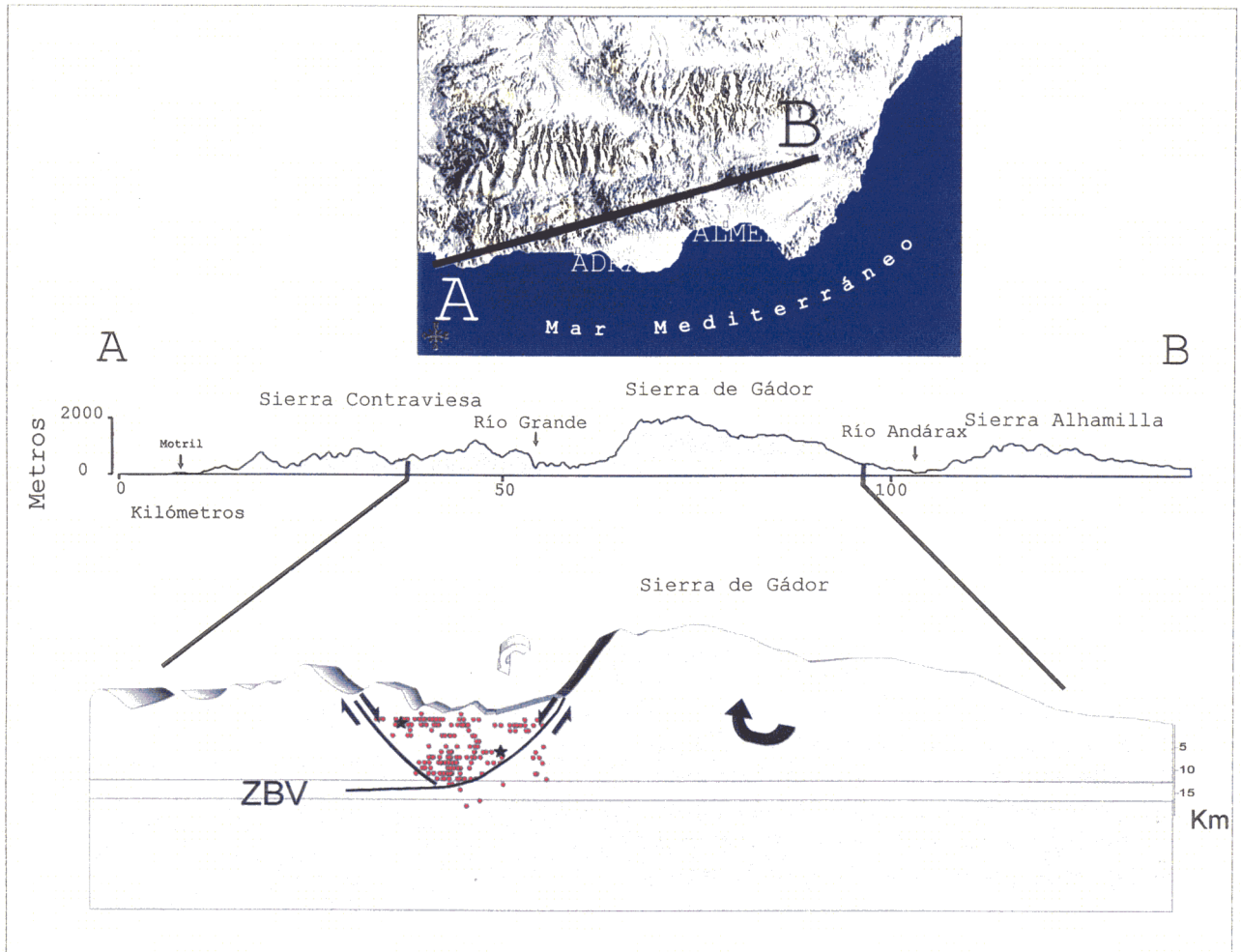
La serie sísmica de Adra aquí estudiada, es coherente con este marco dinámico en función de las siguientes observaciones:

-1. El núcleo principal de réplicas está claramente limitado al Norte y al Sur por las zonas de falla de Las Alpujarras y de Carboneras. Asimismo, se dispone en la vertical de la zona deprimida (sector Adra-Berja-Dalías) situada entre las sierras de Gádor y Contraviesa. Apenas existe actividad en el interior de las sierras de basamento Interno.





**Fig. 4-31. Modelos tectónicos para explicar la naturaleza y disposición espacial de la serie sísmica de Adra. Explicación en el texto.**



**Fig. 4-32. Modelo cinemático en sección para la serie sísmica de Adra en el marco de la estructuración tectónica local. ZBV: zona de baja velocidad de ondas sísmicas.**

-2. Los mecanismos focales de los eventos principales y del conjunto de réplicas son coherentes con las cinemáticas y orientaciones de las fallas normales que controlan el borde Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor, el basculamiento de la misma y el hundimiento de la zona Adra-Berja-Dalías. Las componentes de desgarre de los planos nodales coincidentes con los cabeceos observados en los vectores de deslizamiento de las fallas activas estudiadas en campo que indican la existencia de una tectónica extensional local con componente transtensiva. La existencia de accidentes mayores de desgarre próximos puede explicar dicha componente.

-3. La profundidad máxima de la nube de réplicas (14 Km) coincide con la profundidad en la que se sitúa la zona de baja velocidad observada por geofísica, en la que se enraízan las fallas

normales de bajo ángulo responsables de los procesos de extensión regional en la Cordillera.

En la Fig. 4-32 se propone un modelo cinemático en sección para la serie sísmica, reiterando que se trata de una interpretación a partir del estudio neotectónico en superficie y de datos geofísicos de escala regional. En el modelo se ha añadido la sección de la nube principal de réplicas que coincide con la depresión de Adra-Berja-Dalías (Fig. 4-26). Según este modelo, la reactivación de la zona de fallas normales que limitan el borde Suroeste de la S<sup>a</sup> de Gádor así como el límite Oeste del Campo de Dalías (falla de Balanegra) y otras antitéticas en el borde Este de S<sup>a</sup> Contraviesa, pueden explicar la disposición espacial de la serie controlada por un cambio transitorio del estado de esfuerzos en un bloque de corteza limitado por dichas fallas.

##### **4.3.5. Resumen**

Del estudio de las características sismo-tectónicas observadas en el Sur de Almería, especialmente aquellas deducidas de las dos series sísmicas analizadas se pueden resumir dos conclusiones principales.

- De las dos series se desprende la existencia de un campo de esfuerzos distensivo con una dirección de extensión horizontal NE-SO en el sector Adra-Berja-Dalías. Ese campo de esfuerzos activa sísmicamente fallas NO-SE normales y normal direccionales. En el sector Norte de S<sup>a</sup> Alhamilla, sin embargo, la actividad sísmica señala la actuación de un campo de esfuerzos compresivo con una dirección de acortamiento NNO-SSE que reactiva fallas N 70-90 como inversas y N 20-30 como desgarres sinestrosos.
- Del estudio de la serie sísmica de Adra se desprende que en regiones sísmicas con gran densidad de fracturación activa como es ésta, la actividad sísmica de magnitud media está condicionada preferentemente por la inter-

acción entre fallas próximas y probablemente conectadas (que es lo mismo que decir condicionada por el movimiento de reajuste de bloques corticales limitados por fallas), más que por la actividad de fallas o corredores de grandes dimensiones. Esos movimientos de reajuste inducen modificaciones del campo de esfuerzos en volúmenes de corteza limitados por fallas o zonas de falla. Ello explica por un lado, la falta de linealidad en la sismicidad instrumental y por otro, la ocurrencia de terremotos compuestos (de magnitud semejante) asociados a la interacción, en un único ciclo sísmico, entre fallas cercanas que se encuentran mecánicamente próximas al punto de ruptura.

#### *4. SISMOTECTÓNICA*

##### 4.1. Introducción

##### 4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno

##### 4.3. Sismotectónica del Sur de Almería

## **4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos**

##### 4.4.1. Corteza sismogenética

###### 4.4.1.1. Anisotropías estructurales y características térmicas de la corteza en la zona de estudio

###### 4.4.1.2. Control estructural y reológico de la sismicidad

###### 4.4.1.3. Resumen

##### 4.4.2. Mecanismo de Terremotos Compuestos e interacción de fallas activas

##### 4.4.3. Mecanismos focales y modelos geodinámicos. Discusión



#### 4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos

En este capítulo se realizará un análisis de la distribución espacial de la sismicidad a escala regional en el Sureste de la Cordillera Bética, con el fin de determinar las dimensiones y características generales de la corteza sismogenética. Después se estudia la disposición de la sismicidad en profundidad en relación con la estructura cortical y las implicaciones reológicas que conlleva. A continuación se analiza el mecanismo de terremotos compuestos como mecanismo sismogenético que, tal y como se infiere de las evidencias descritas en capítulos anteriores, parece repetirse de forma sistemática en este sector de la cordillera. Finalmente, se analiza la distribución y naturaleza de los mecanismos de foco en el entorno de la zona estudiada y sus implicaciones tectónicas.

##### 4.4.1. Corteza sismogenética

La zona estudiada en este trabajo puede clasificarse desde un punto de vista sismogenético como una zona intracontinental con importantes influencias de límite intercontinental. Un corte Este-Oeste del conjunto de la sismicidad del área (Fig. 4-33) muestra que más del 90 % de la actividad sísmica se produce a profundidades inferiores a 20 Km. En la misma figura se observa asimismo el aumento que se produce en la profundidad de la sismicidad hacia el Oeste de la Cordillera Bética y en el Rif. En el extremo occidental del Mar de Alborán y Norte de Marruecos la sismicidad alcanza profundi-

dades superiores a 50 Km llegando en algunos casos a más de 600 Km. Buform et al. (1988) interpretan esta sismicidad (claramente por debajo de la corteza) como asociada a procesos de subducción o relictos de corteza que sufrió una subducción antigua. Más al Este (en el sector aquí estudiado) las profundidades hipocentrales son menores.

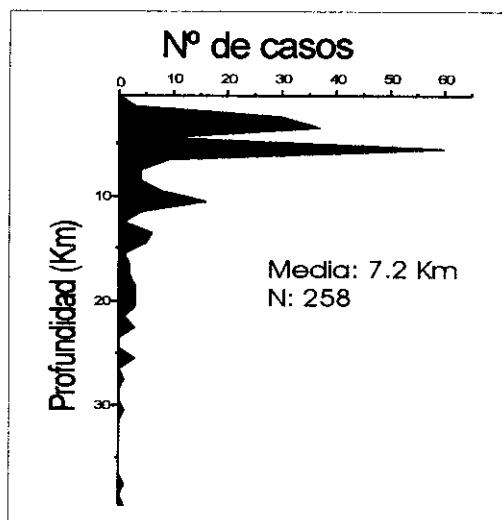
De la población de seismos utilizados se han seleccionado los 258 eventos con menor error de localización vertical ( $< 5$  Km). La proyección de sus profundidades hipocentrales (Fig. 4-34) muestra, como se deducía del corte, que más del 90 % de la actividad se produce en los primeros 20 Km de corteza. Se identifican tres máximos



**Fig. 4-33.** En la parte superior se muestra una sección vertical del total de la sismicidad acaecida en el sudeste de la Cordillera Bética. En la parte inferior, representación en bloque-diagrama de la sismicidad total que afecta a la Cordillera Bética y el Rift, representada en función de su profundidad. Es evidente la mayor profundidad que alcanza la sismicidad en la zona central y occidental del Mar de Alborán.



situados a 3, 5 y 11 Km. Parece lógico que la posición y amplitud de algunos de estos máximos debe estar al menos exagerada por los errores de localización (sobre todo para el caso de 5 Km). No obstante hemos considerado que sería interesante realizar una comparación de esta sismicidad con la información a cerca de la estructura cortical en este sector de la Cordillera.



**Fig. 4-34.** Distribución estadística de las profundidades hipocentrales del conjunto de la sismicidad (con error de localización < 5 Km) que afecta al conjunto de la zona.

La actividad sísmica somera en zonas continentales y su desaparición con la profundidad se asocia al inicio, a partir de cierta profundidad, de la deformación tipo *creep* que sustituye a la deformación frágil de tipo *stick-slip*. Ello implicaría tal y como ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos (Sibson, 1982; Chen y Molnar, 1983; Meissner y Strehlau, 1982; Meissner y Weber, 1986; Lamontagne y Ranalli, 1996;... entre otros) una relación directa entre los picos y acumulaciones principales de la sismicidad en profundidad, con la distribución de temperatura y, con ella, la distribución del régimen de deformación cuasiplástica en distintas unidades corticales (Fig. 4-35). En esta figura se observa un modelo conceptual de falla sismogénica creado por Sibson (1983). La acumulación preferente de la sismicidad en la corteza superior es un carácter general, tanto en los continentes como en las zonas oceánicas.

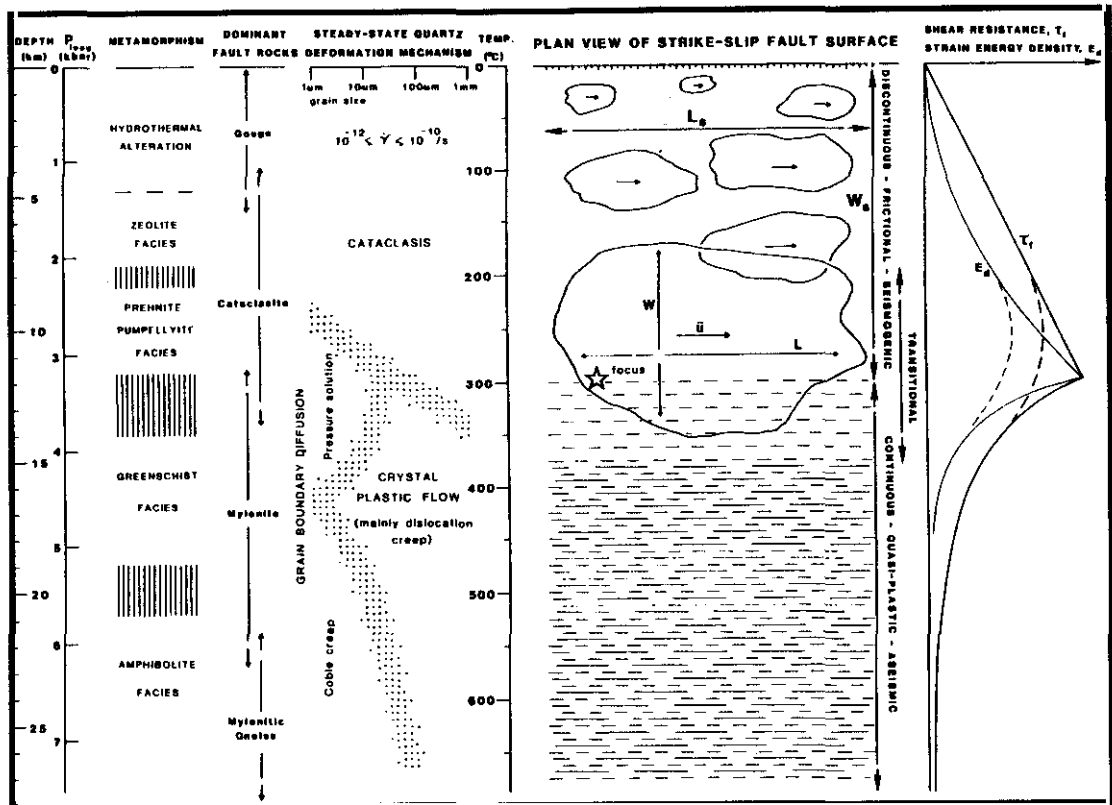
El factor fundamental que condiciona el cambio de comportamiento de las rocas de tipo friccional (sismogénico) a cuasiplástico

(asísmico) es el cambio en el mecanismo de deformación del cuarzo. Éste pasa con la profundidad de ser de tipo cataclástico a ser por flujo plástico cristalino. El cambio de un tipo a otro de mecanismo se produce a temperaturas entre 300 y 350 °C y la profundidad a que se produce ese cambio dependerá por tanto del gradiente geotérmico de la zona. Este proceso es el que controla en mayor medida el límite inferior de la zona de fallamiento friccional inestable y su paso en profundidad al flujo de cizalla cuasiplástico localizado en los cinturones miloníticos (Sibson, op cit). En este sentido, Meissner y Weber (1986) y Lamontagne y Ranalli (1996) estudiaron varios ejemplos en distintos regímenes tectónicos en los que se observa la relación existente entre la distribución en profundidad de la sismicidad y el flujo térmico. De esos estudios deducen que en las zonas de flujo térmico elevado los picos de sismicidad son más someros que en las zonas de menor flujo térmico.

#### 4.4.1.1. Anisotropías estructurales y características térmicas de la corteza en la zona de estudio

Ya en capítulos anteriores se han comentado las características generales que presenta la corteza en este sector, deducidas a partir de distintas técnicas geofísicas. Parece claro, tanto a partir de los datos de perfiles de sismica de refracción, sismica de reflexión y modelizaciones gravimétricas (Banda y Ansorgue, 1980, Torné y Banda, 1992 y Banda et al., 1993), que la corteza en la zona de estudio sufre un adelgazamiento hacia el Este y Sureste, pasando de más de 30 Km al Norte de la ZFCA y Noroeste de la fallas de Palomares y la FAM, a menos de 25 Km al Sureste de las mismas.

Asimismo, tanto los datos de reflexión sísmica como los de análisis de ondas de Coda realizados en la vertical de Almería y de Granada (Paulssen y Visser (1993) muestran una estructura cortical de velocidades de tipo estratificado. En la Fig. 4-36 se presenta dicha estratificación de velocidades junto con los reflectores más importantes. Destaca entre ellos la capa de baja velocidad detectada en prácticamente todos los perfiles sísmicos realizados hasta la fecha y situada a 9-11 Km de profundidad. Esta capa ha sido interpretada como



**Fig. 4-35. Modelo conceptual de falla** en el que se integran todos los parámetros mecánicos y sismotectónicos que condicionan la actividad de una falla sísmicamente activa, de Sibson (1983).

el nivel de *detachment* aprovechado tanto por los sistemas de mantos de cabalgamiento alpinos (Banks y Warburton, 1991), como por las zonas de falla extensionales que controlan la extensión miocena de la cordillera (García Dueñas et al., 1992 y Banda et al., 1993).

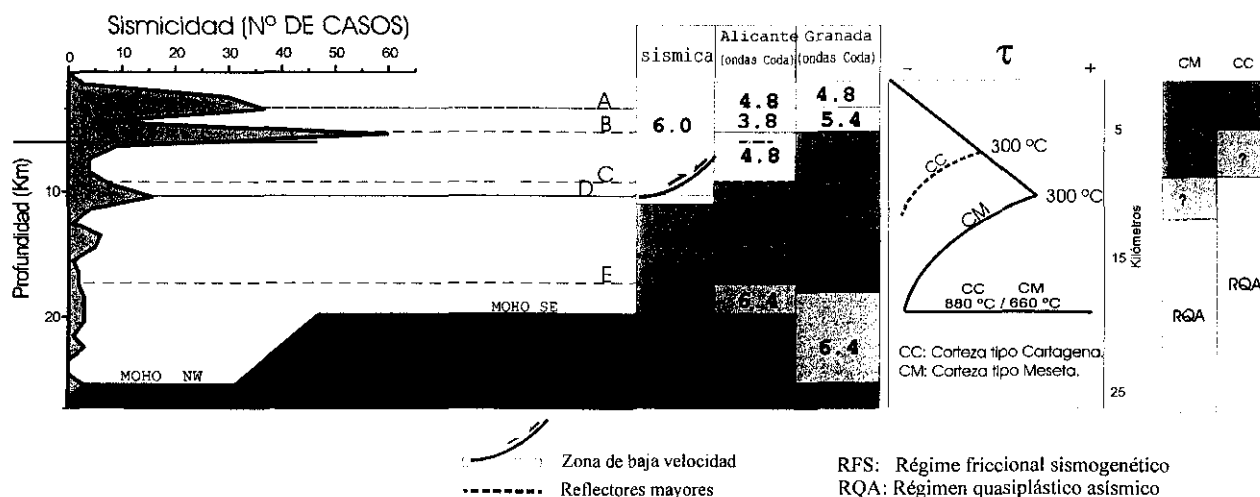
A los datos de tipo estructural debemos añadir aquellos existentes acerca de la naturaleza térmica de la corteza. Estos datos son muy escasos. Albert Beltrán (1977) recopiló los datos de temperaturas (BHT) registradas en los sondeos petrolíferos y calculó a partir de ellas el gradiente geotérmico para cada uno. Con estos datos elaboró el mapa español de flujos caloríficos (Fig. 4-37a). De los datos locales de los sondeos así como del mapa se deduce que en la zona de estudio los valores más altos de flujo térmico (superiores a  $95 \text{ mWm}^{-2}$ ) se dan en el entorno de Alicante y el Campo de Cartagena. Hacia el Oeste los valores disminuyen de manera que en la zona de Adra no superan los  $85 \text{ mWm}^{-2}$ .

Utilizando los gradientes geotérmicos deducidos por Albert Beltrán (op cit) se obtiene una temperatura para la base de la corteza de  $880^\circ\text{C}$  en el área de Cartagena y  $775^\circ\text{C}$  en el sector

de Adra. La temperatura crítica de  $300^\circ\text{C}$  se alcanzaría a 7 Km en la primera zona y a 10 Km en la segunda (Fig. 4-37b).

En la Fig. 4-36 pueden verse las curvas de resistencia teórica asociadas a los flujos térmicos máximo y mínimo identificados en la zona, junto con las profundidades a las que se alcanzaría la isoterma de  $300^\circ\text{C}$  que controla el cambio de comportamiento friccional a deformación por *creep*.

Combinando las variaciones de espesor de la corteza con las variaciones de flujo térmico así como con la presencia y tipo de volcanismo neógeno Larouzière et al. (1988) propusieron tal y como se describió anteriormente la posible existencia de dos tipos de corteza en el Sureste de la cordillera. Una más densa, más delgada y con un flujo térmico mayor que se sitúa al Este de las zonas de falla de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia (corteza tipo Cartagena). Y otra menos densa, más potente y con menor flujo térmico situada al Oeste de dichos accidentes (corteza tipo Meseta) (Fig. 4-38). El corredor tectónico que separaría ambas cortezas constituye,



**Fig. 4-36.** En este gráfico se presenta la distribución de las profundidades de la sismicidad total de la zona de estudio, junto con la estructura cortical general de la zona que se deduce de los estudios sísmicos (Banda et al., 1993) y de ondas de Coda (Paulssen and Visser, 1993). Asimismo, se incluyen las curvas teóricas de variación de la resistencia con la profundidad para los dos tipos de corteza distinguidos en la zona por Larouzière et al. (1987y1988).

para los autores citados, el segmento Bético de la zona de falla Transalborán.

Por tanto, de los distintos datos de tipo geofísico parecen deducirse diferencias estructurales y térmicas en la corteza a un lado y otro de esa zona de falla. Esas diferencias deberían tener un reflejo de tipo reológico y por tanto en la distribución espacial de la sismicidad.

#### 4.4.1.2. Control estructural y reológico de la sismicidad

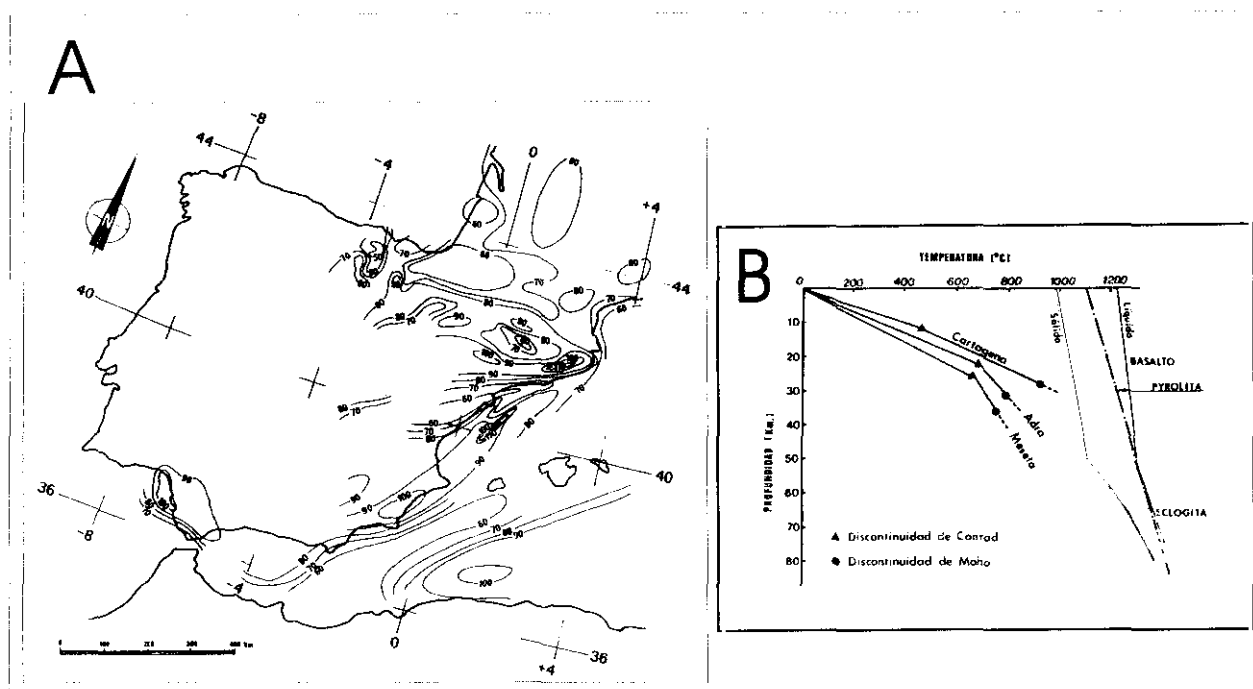
Para analizar la distribución en planta de la actividad sísmica hemos proyectado (Fig. 4-39 a y b) la sismicidad total con error de localización horizontal < 10 Km y la sismicidad de intensidad > V sobre el mapa de fallas activas en el que se ha sombreado la zona de corteza que Larouzière et al. (1987 y 1988) consideran de menor espesor y con mayor flujo térmico (tipo Cartagena). Se aprecia una menor sismicidad en el área correspondiente a esta corteza, en relación a la que se sitúa sobre la corteza tipo Meseta. Al Sureste de la línea que separa ambas cortezas solo se observa una sismicidad significativa en el Sur de Almería en un núcleo de seismos acaecidos en un mismo año en el Mar de Alborán.

La distribución de la sismicidad histórica e instrumental de intensidad > V (Fig. 4-39b) muestra el mismo fenómeno. La ausencia de

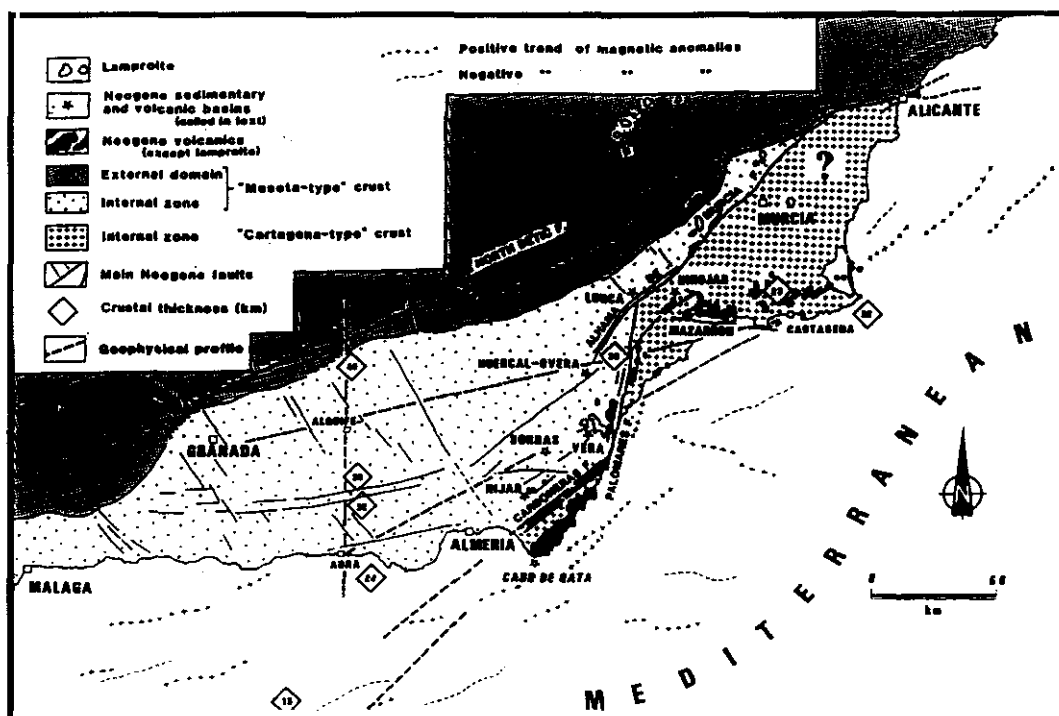
sismicidad histórica al Sureste de la falla de Carboneras es lógica debido a la ausencia de localidades donde observar sus efectos. Sin embargo, al Este y Sureste de la falla de palomares y de la falla de A. de Murcia esa ausencia total de eventos históricos de importancia es significativa puesto que en esa zona existen varias localidades (Águilas, Cartagena...etc.) con más de 2.000 años de historia.

Hemos realizado proyecciones en planta de la sismicidad total con errores de localización vertical menor de 5 Km (Fig. 4-39 c y d), para dos intervalos de profundidad: entre 0 y 8 Km y entre 8 y 39 Km. Se advierte que la sismicidad en la corteza tipo Cartagena es escasa a profundidades superiores a 8 Km. Solo en el sector de Alicante no se aprecia excesiva diferencia en la sismicidad para ambos intervalos. Al Sureste de la falla de Carboneras, sin embargo, se hace evidente la escasez de sismicidad con profundidad mayor a 8 Km. Ello implica que la zona de falla de Carboneras constituye un límite entre dos zonas con comportamiento reológico diferente para profundidades superiores a 8 Km. Lo mismo parece ocurrir con la falla de Palomares y con la falla de Alhama de Murcia.

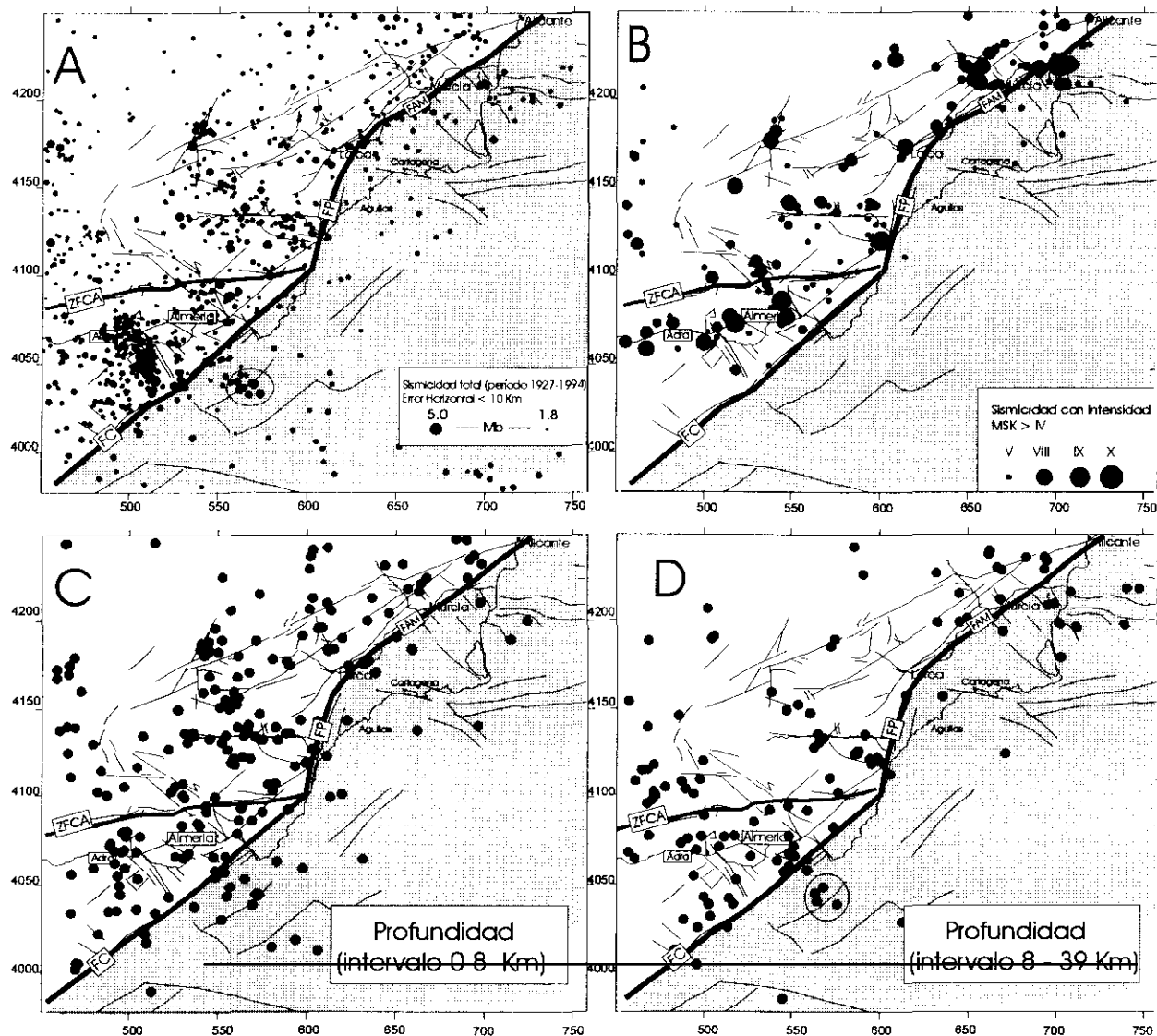
Asimismo, como ya se adelantó en el estudio neotectónico del Sur de Almería, la ZFCA parece ejercer también un control en la disposición de la sismicidad. Donde es más evidente este control



**Fig. 4-37. Mapa español de flujo calorífico, dado en  $\text{mWm}^{-2}$  de Albert Beltrán (1977) (A). Junto al mapa se muestran las curvas de gradiente geotérmico calculadas por este autor para las zonas de Cartagena y de Adra (B).**



**Fig. 4-38.** Mapa del sureste Bético en el que se diferencian dos tipos de corteza en función de su potencia, densidad y características térmicas: al este la corteza tipo Cartagena, más densa y caliente y menos potente y al oeste la corteza tipo Meseta, más fría, ligera y más potente, según Larouzière et al. (1987).



**Fig. 4-39.** Distribución de la sismicidad en sureste de la cordillera Bética sobre un mapa de fracturación reciente en el que se señalan los dos tipos de corteza diferenciados por Larouzière et al. (1987). Ver explicación en el texto. ZFCA: zona de falla del corredor de las Alpujarras, FP: falla de Palomares, FC: falla de Carboneras, FAM: falla de Alhama de Murcia.

es en el gráfico de sismicidad total. En este sentido, el bloque de corteza situado entre la ZFCA y la FC, a pesar de no formar parte según Larouzière et al. (1988) del sector con la corteza tipo Cartagena por presentar un flujo térmico menor, si es evidente que tiene un espesor inferior al que presenta la situada al Norte de la ZFCA (Fig. 3-37). Parece deducirse que el sector situado entre la ZFCA y la FC es un bloque cortical con características reológicas diferentes en relación a su entorno.

En la Fig. 4-36 se integraban las informa-

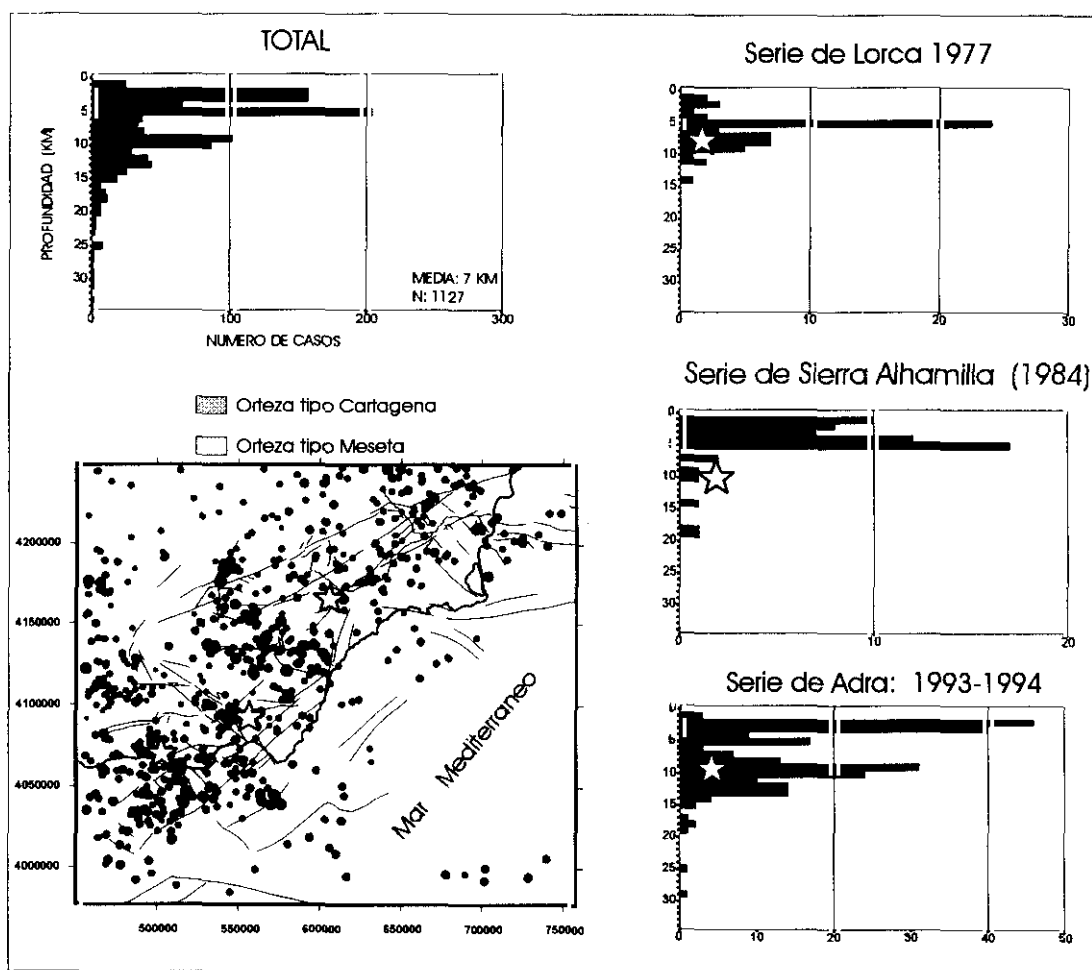
ciones relativas a la distribución en profundidad de la sismicidad junto con la información de tipo estructural y térmico. En ella se observa que más del 90 % de la sismicidad se dispone por encima de la zona de baja velocidad situada a 9-11 Km. La mayor parte de la sismicidad se sitúa por encima de la isograda de 300°C (para la zona del Sur de Almería) que a su vez condiciona la profundidad a la que la resistencia de las rocas en régimen frágil es máxima.

Los tres hipocentros principales de las tres series más importantes acaecidas en este sector

(Lorca, 1977; S<sup>a</sup> Alhamilla, 1984 y Adra, 1993-94) se sitúan en el interior de la corteza tipo Meseta y presentan profundidades entre 8 y 10 Km (Fig. 4-40). Se sitúan por tanto próximos al pico de resistencia teórica controlada por el gradiente geotérmico. En dicha figura se presentan las distribuciones de profundidades hipocentrales de las tres series así como las de la sismicidad total. A grandes rasgos, se aprecia que tanto en las series sísmicas como en la sismicidad total, la actividad se restringe fundamentalmente a los primeros 15 Km. La serie sísmica de Adra presenta una distribución semejante a la de la sismicidad total.

Volviendo a la Fig. 4-36, podemos observar que los picos de mayor sismicidad coinciden con

anomalías estructurales y/o cambios de naturaleza del material identificados tanto en los perfiles sísmicos como en los datos de ondas de Coda. No obviamos la incertidumbre que los errores de localización introduce en una interpretación de este tipo, pero creemos que existen suficientes indicios para pensar que dentro de los primeros 15 Km de corteza pueden existir niveles de cambios de naturaleza litológica y niveles de *detachment* que constituyan zonas acumulación de esfuerzos y de nucleación preferente de sismicidad. Se hace imprescindible la realización de trabajos de modelización así como la obtención de más datos geofísicos y térmicos así como de sismicidad con menor error de localización para confirmar este hecho.



**Fig. 4-40.** Gráficos de distribución de profundidades hipocentrales de la sismicidad total y de las tres series sísmicas analizadas en este trabajo.



##### 4.4.1.3. Resumen

De las evidencias y observaciones hasta ahora descritas acerca de las características de la corteza sismogenética en la zona de estudio pueden resumirse las siguientes conclusiones:

- La zona de *detachment* a 9-11 Km constituye en límite inferior de gran parte de la sismicidad.
- Se observa un diferente comportamiento sísmico (reológico) en los dos tipos de corteza limitados por las fallas de Carboneras, Palomares y A. de Murcia. Al Sureste de las mismas (corteza tipo Cartagena) apenas si existe sismicidad histórica significativa y la sismicidad instrumental refleja una menor profundidad hipocentral debida al mayor flujo térmico.
- Los hipocentros de los mayores eventos registrados en la zona se disponen a profundidades para las que puede extrapolarse la isograda de 300°C. Por tanto responden a las profundidades de máxima resistencia de cizalla.
- Si bien los errores de localización no permiten afirmarlo con suficiente seguridad, parece existir un reflejo de cambios en la naturaleza litológica y estructural de la corteza superior en la génesis de sismicidad. Ello indicaría la existencia de niveles de mayor resistencia de cizalla y por tanto de nucleación preferente de sismicidad.
- La Fig. 4-36 constituye, por tanto, un modelo sinóptico esquemático de corteza sismogenética en el que se integran los distintos parámetros que controlan la disposición de la sismicidad en la zona de estudio. La corteza sismogenética en la zona de estudio ocupa los primeros 12-15 Km en el área de corteza tipo meseta y varios kilómetros menos en el área de corteza tipo Cartagena.
- Este estudio representa la base para una futura elaboración de un modelo sinóptico de falla activa en el Sureste de la Cordillera Bética, para el que es necesario la obtención de más datos de carácter térmico de la corteza así como de datos geofísicos de mayor detalle

que permitan deducir la continuidad en profundidad de las principales zonas de falla.

#### 4.4.2. Mecanismo de Terremotos Compuestos e interacción de fallas activas.

Una de las conclusiones que obtuvimos del análisis de la serie sísmica de Adra fue que nos encontrábamos ante un caso típico de terremoto compuesto. Esto es, “una sucesión de dos o más eventos sísmicos de tamaño similar que ocurren en superficies de ruptura próximas pero separadas y que se producen cercanas en el tiempo pero con un intervalo de separación tal que sus tiempos de ruptura no se solapan” (Scholz, 1990). Se pueden producir terremotos compuestos en los que están implicados distintos segmentos de una misma falla que rompen con cierto retardo como ocurrió en los terremotos de Ansei en 1854 y Tonankai en 1944 y 1946 (Scholz, op cit). Sin embargo, también son frecuentes los terremotos compuestos en los que se activan fallas desconectadas y con direcciones y mecanismos diferentes como ocurre por ejemplo en los terremotos de Tangshang de 1976 (Nabelek et al., 1987).

Una serie o secuencia sísmica común ocasionada por la ruptura de una falla suele estar compuesta por un evento principal seguido de una serie de réplicas y precedido o no (según los casos) por eventos premonitorios. Las sucesiones típicas de réplicas siguen una ley de decaimiento

con el tiempo (ley de Omori) que viene dada por:

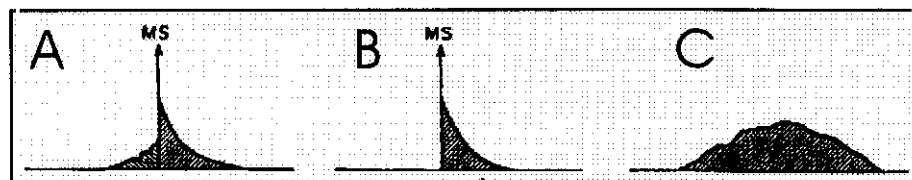
$$N = c/(1+t)^p$$

donde  $n$  es la frecuencia de ocurrencia de réplicas para un tiempo  $t$  pasado después del principal,  $c$  es una constante y  $p$  tiene un valor próximo a 1. Se trata por tanto de una función hiperbólica (Fig. 4-41 a y b).

Un hecho que se cumple en la mayoría de las secuencias sísmicas que denominamos comunes es que la réplica de mayor tamaño suele ser al menos una unidad de magnitud inferior a la del evento principal (Utsu, 1971) de manera que la suma del momento sísmico de la secuencia completa de réplicas apenas supera el 5 % del momento del evento principal (Scholz, 1972 y 1990).

En el caso de las series de S<sup>a</sup> Alhamilla (1984) y Lorca (1977) se observa que las magnitudes de las mayores réplicas están bastante próximas a la del evento principal (0.2 grados de diferencia) y en el caso de la serie de Adra como ya hemos indicado se trata de dos eventos de casi idéntica magnitud.

Con el fin de determinar si este tipo de secuencias características se ha repetido en la zona con anterioridad hemos realizado una búsqueda en el catálogo de la sismicidad acaecida en los últimos 2.000 años. Hemos intentado localizar series de eventos separados en el



**Fig. 4-41.** Esquemas de tres tipos de evolución con el tiempo de la tasa de terremotos que representan los tres tipos de secuencias sísmicas “normales”; A. Secuencia de Premonitorios + Principal (MS) + réplicas; B. Secuencia de Principal + Réplicas; C. Secuencia a modo de enjambre sin que exista un evento principal claro. Tomado de Scholz (1990).

espacio menos de 50 Km y en el tiempo de pocas horas a varios meses. En el caso de los terremotos históricos (de los que solamente conocemos su intensidad) hemos intentado localizar series de eventos con intensidades semejantes que fueran iguales o superiores a V. Hemos seleccionado también series en las que se presenten dos o más eventos con intensidades elevadas ( $INT > VIII$ ) previos a un terremoto mayor. Esto es, secuencias en las que a pesar de haber un terremoto principal se han producido previamente uno a más terremotos destructivos en un intervalo de tiempo de días a meses.

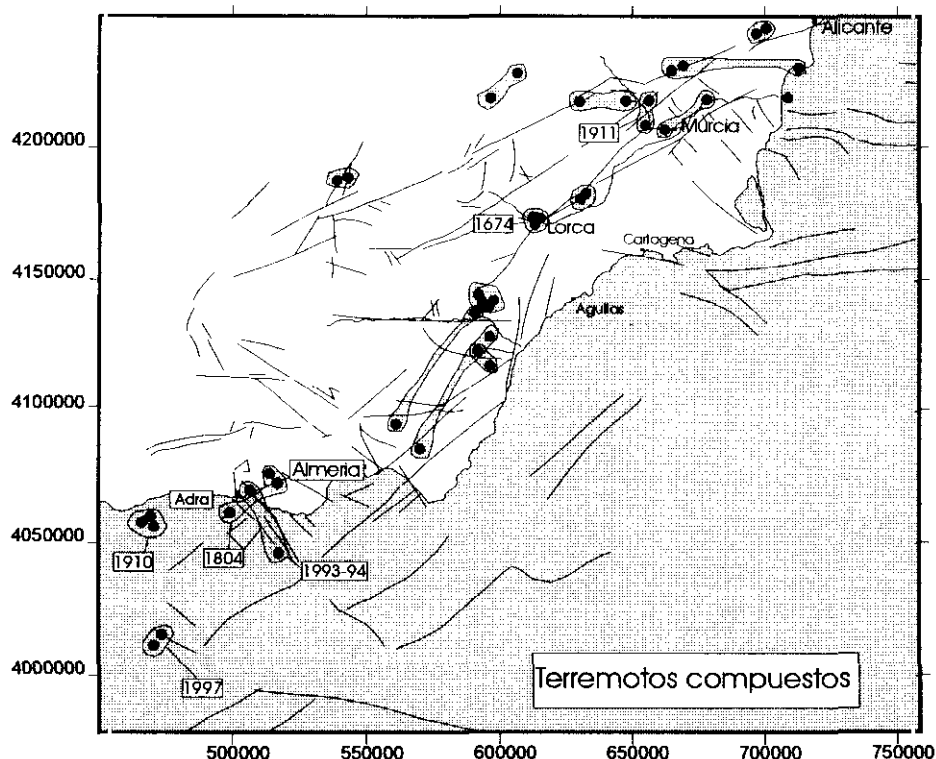
En el caso de los terremotos de los que conocemos su magnitud, hemos buscado secuencias de terremotos con magnitudes superiores a 4.0 y diferencias entre los mayores eventos inferiores a 0.3 grados.

En la Tabla II del anexo 1 se muestran los resultados de esta búsqueda. En total se han identificado 19 secuencias de terremotos cuyas características temporales y de magnitudes relativas pueden asociarse a secuencias sísmicas

que se separan de lo que entendemos por secuencias normales. La última se produjo durante la redacción de este trabajo se produjeron dos terremotos al SO de Adra separados pocas horas y con magnitudes 4.6 el primero y 4.5 el segundo. Se trata de series sísmicas que responden a secuencias de tipo compuesto.

En la Fig. 4-42 se han proyectado los epicentros principales de estas series sísmicas. Estamos ante un mecanismo de deformación cosísmica que parece repetirse de forma sistemática en la zona.

El mecanismo responsable de la generación de terremotos compuestos no puede explicarse utilizando mecanismos de fracturación elástica lineal, puesto que el retardo de varias horas a varios meses entre los eventos principales requiere un mecanismo más lento que los procesos de deformación elástica. Ese retardo en la respuesta de la corteza requiere un mecanismo que induzca una respuesta viscoelástica a la redistribución de esfuerzos que genera el primer evento. Entre los mecanismos propuestos en



**Fig. 4-42.** Proyección sobre el mapa de fracturación reciente de los terremotos identificados en el catálogo sísmico de la zona sudeste de la C. Bética como posibles terremotos compuestos, es decir, formados por más de un evento principal ocurridos en puntos próximos y cercanos en el tiempo. En la figura se han enlazado las parejas o grupos de epicentros que parecen responder a este mecanismo. Se indican las fechas de los terremotos históricos e instrumentales de mayor magnitud.

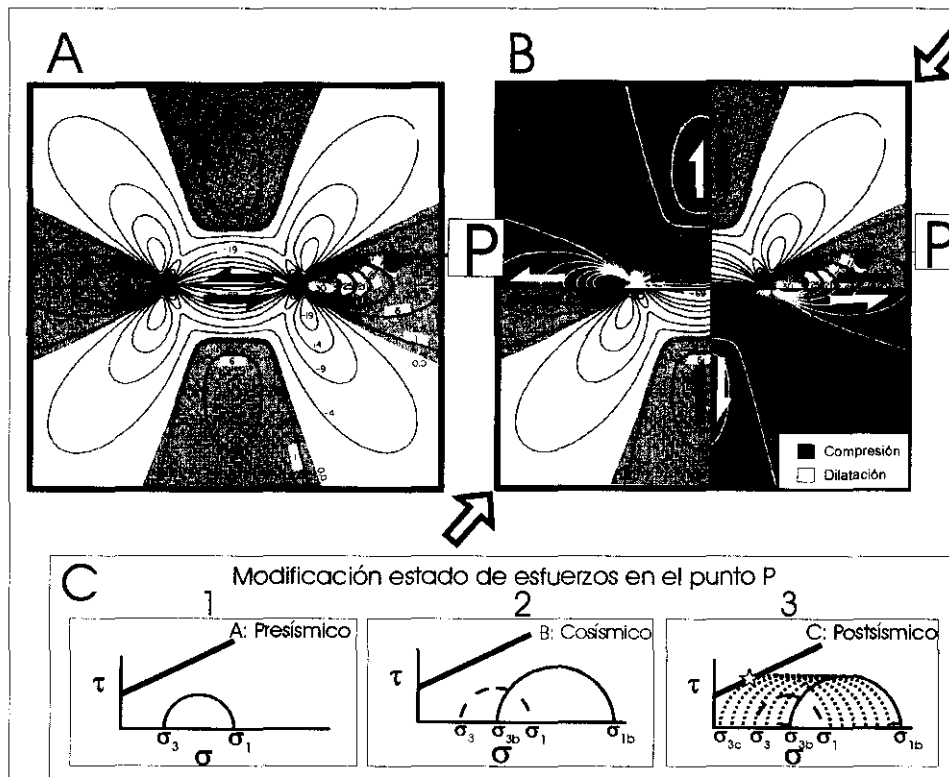
trabajos previos destacan tres (Scholz, 1990):

- 1/: Relajación astenosférica.
- 2/: Subcriticalidad en el equilibrio de segmentos de falla (aplicación de la teoría de crecimiento subcrítico de los cracks) (Das y Scholz 1981)
- 3/: Reajustes de presión de fluidos.

De los tres mecanismos el tercero es el que presenta mayor número de observaciones empíricas en ejemplos naturales que apoyan su funcionamiento. El reajuste de las presiones de fluidos en el entorno de un evento de cierta magnitud induce el denominado *efecto poroelástico combinado* (Scholz, 1990), ya citado en la interpretación mecánica de la serie de Adra. Este mecanismo se basa en que inmediatamente después de la ocurrencia del primer evento, se genera un cambio en los esfuerzos que afectan al entorno de la falla (Fig. 4-43 a) debido a los reajustes ocasionados por la mecánica de deformación elástica (Das y Scholz,

1982). Como se observa en la figura, en unas zonas los esfuerzos desviadores aumentan mientras que en otras se reducen. Si en una de las zonas donde aumentan existen fallas que se encuentran próximas al punto de ruptura, podrán reactivarse en forma de réplicas segundos después del evento principal. Y si alguna de esas fallas es del tamaño suficiente podrá generar una segunda ruptura principal inmediatamente después de generarse el primer evento.

Sin embargo, existe un mecanismo paralelo que induce un retardo en la respuesta de la corteza circundante. Se trata de la presión de fluidos. Al mismo tiempo que se modifican los esfuerzos del modo citado, la corteza que rodea la primera ruptura se ve sometida a compresiones y dilataciones en función del mecanismo de foco (Fig. 4-43 b). En los cuadrantes sometidos a dilatación la presión de fluidos disminuye instantáneamente. En los cuadrantes de compresión ocurrirá lo contrario. Instantes



**Fig. 4-43.** Representación gráfica del efecto poroelástico combinado. En la parte superior izquierda (A) se muestra la modificación en el estado de esfuerzos inducido de modo instantáneo por la deformación elástica durante la reactivación de una fractura (tomado de Scholz Das y Scholz (1982). En sombreado se señalan las áreas donde los esfuerzos desviadores aumentan. En el gráfico de la derecha (B) se añade el efecto que introducen los cuadrantes en dilatación y compresión debidos a la reactivación sísmica de la falla. En la parte inferior (C) se representa, utilizando la construcción de Mohr, la evolución que presentarían en este sistema los esfuerzos máximo y mínimo que afectarían a un punto P (plano de falla preexistente por ejemplo) situado en la zona donde aumentan los esfuerzos desviadores, pero dentro del cuadrante en dilatación, es decir, donde la presión de poros disminuye.

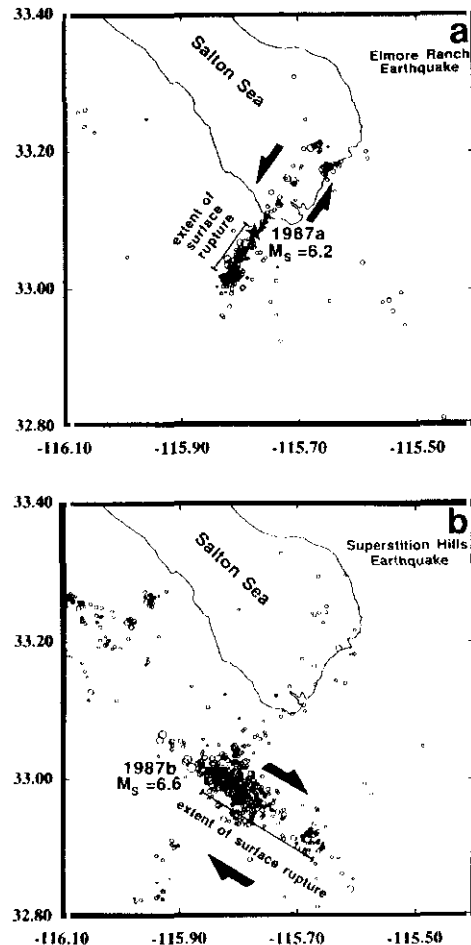
después del primer evento nos encontramos, por tanto, con que existirán zonas donde los esfuerzos han aumentado a causa de la deformación elástica pero a la vez los esfuerzos normales a los planos de fractura han disminuido en la misma medida a causa de la disminución de la presión de fluidos. Con el paso del tiempo, la migración de fluidos en la corteza tiende a igualar las presiones de fluidos entre los cuadrantes. Ello induce que en las zonas donde la presión de fluidos había aumentado ahora disminuye y en las zonas donde habían disminuido comienza a aumentar. El resultado es que transcurridas horas, días o incluso meses, los esfuerzos efectivos sobre fallas preexistentes pueden ir aumentando gradualmente hasta generar una réplica o un segundo evento principal si en la zona existe una falla importante orientada de forma adecuada y en condiciones mecánicas propicias para reactivarse.

Se ha comprobado a través de modelizaciones que la velocidad de migración que presentan los fluidos en medios permeables sometidos a deformación elástica, explica retardos en la recuperación de la presión de poros inicial que van de horas a meses (Nur y Brooker, 1972).

En la Fig. 4-43c se representa esquemáticamente la evolución de los esfuerzos que se produce en un sector separado de la falla responsable del primer evento pero afectado por las perturbaciones de esfuerzos, suponiendo que en ese sector existe una falla que se encuentra mecánicamente próxima al punto de ruptura. En esa evolución se observa gráficamente el efecto crítico que induce la modificación de la presión de fluidos asociada a la actividad puntual de una falla.

En definitiva, el mecanismo de terremotos compuestos no es más que el efecto de la interacción entre fallas activas próximas entre sí y en condiciones de estabilidad mecánica precaria. Uno de los ejemplos más claros de este tipo de interacción entre fallas activas próximas es el del terremoto compuesto de Superstition Hills en 1987 (Fig. 4-44) en el que la activación de una falla NE-SO sinestrosa con un terremoto de 6.2 indujo una reducción en el esfuerzo normal sobre una falla NO-SE dextrosa situada al Sur del anterior. Doce horas después del terremoto esta falla se reactivó con una ruptura de  $M_s$ : 6.6 (Hudnut et al. 1989).

Ya en el capítulo 4.3.4.3 se propuso una interpretación dinámica de este tipo para la serie de terremotos de Adra. Las características tanto geométricas como de evolución temporal de la serie de réplicas apoyaba la modificación del estado de esfuerzos en el entorno de los hipocentros principales. La nube de réplicas se disponía coincidiendo con los cuadrantes en dilatación de los dos mecanismos de foco principales, y se situaba en un volumen de corteza situado entre los dos hipocentros.



**Fig. 4-44.** Ejemplo de terremoto compuesto ocurrido en Superstition Hills (1987). La ocurrencia de un primer terremoto (a) disparó un segundo evento 12 horas después sobre una falla ortogonal (b). Tomado de Hudnut et al. (1989).

La Cordillera Bética se caracteriza por presentar una densidad de fracturación activa durante en Cuaternario muy alta. Es indudable que esta densidad debe inducir múltiples interacciones entre fallas próximas. En varias de las secuencias de terremotos presumiblemente compuestos parecen haberse reactivado fallas con diferentes orientaciones y separadas entre sí

varios kilómetros (Fig. 4-42). La serie sísmica de Adra así como los casos listados en la Tabla II del anexo I son un reflejo de que los mecanismos de interacción entre fallas y con ello las secuencias de terremotos compuestos son procesos comunes en la Cordillera y que han de ser estudiados con más detalle en el futuro. La comprensión del grado de actividad de ciertas fallas de las que pueden extraerse datos paleosísmicos, puede ayudar a determinar el grado de estabilidad o inestabilidad en que se encuentran las fallas próximas y con ello ayudar a caracterizar el potencial sísmico de determinadas fallas con actividad histórica importante de las que únicamente conocemos en la actualidad una reducida actividad instrumental y de escasa magnitud.

#### 4.4.3. Mecanismos focales y modelos geodinámicos. Discusión

Para finalizar con el estudio sismotectónico de la zona se analizan a continuación algunos de los modelos geodinámicos propuestos en los últimos años para la zona de estudio y su entorno, junto con la distribución y naturaleza de los mecanismos focales existentes. Con ello se pretende poder relacionar el tipo de actividad sísmica con la tectónica de cara sector.

En los últimos años se han propuestos varios modelos geodinámicos para explicar la sismicidad en la región Íbero-Moghrebí (ver antecedentes del capítulo 1.2.2). En ellos se tienen en cuenta tanto la estructuración tectónica actual de la zona como la distribución y características de la sismicidad instrumental. En estos modelos se intenta explicar no solo el marco de la sismicidad en la Cordillera Bética, Rif y Tell sino también la que afecta al Mar de Alborán. Destacamos los propuestos por Vegas (1991), Buform et al. (1995) y Meghraoui et al. (1996). En la Fig. 4-45 se muestran los esquemas cinemáticos y dinámicos propuestos por estos autores.

Por una parte, Vegas (1991) propone un modelo de deformación distribuida mediante una cizalla disimétrica (Fig. 4-45a). Según este modelo, la sismicidad del área está asociada a la actividad de zonas de cizalla de carácter regional con direcciones NE-SO y ONO-ESE que actúan

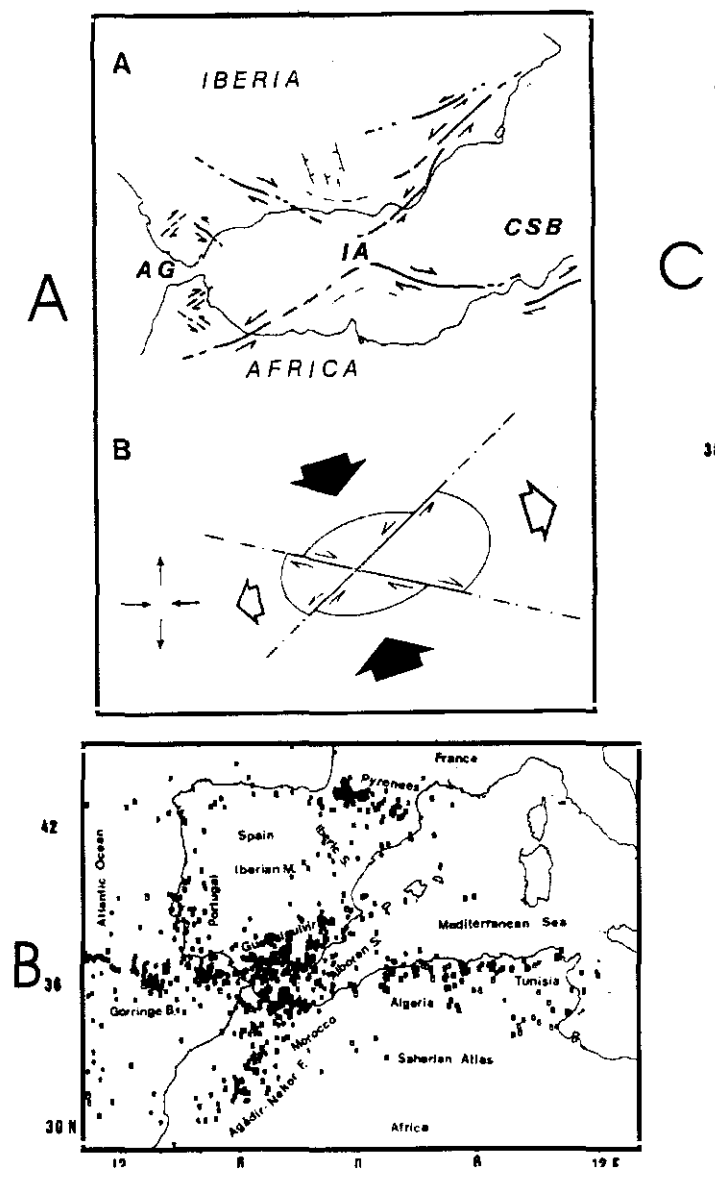
bajo un acortamiento NNO-SSE. Bajo este marco explica la actividad sísmica (Fig. 4-45b), su naturaleza y distribución geográfica en función de la existencia de múltiples rotaciones de bloques de corteza frágil. El tamaño y posición de esos bloques determina el grado de deformación, acumulación de esfuerzos y con ello la intensidad y naturaleza de la sismicidad.

Buform et al. (1995) analizan la distribución de los mecanismos de foco de los terremotos en el marco geodinámico del área (Fig. 4-45b). Consideran que gran parte de las Béticas junto con la parte oriental del Mar de Alborán forman parte de un bloque cortical en forma de cuña comprimido bajo una dirección de compresión NNO-SSE y que sufre a la vez una extensión en la dirección E-O. Ello explica los rasgos compresivos y distensivos observados en los mecanismos focales.

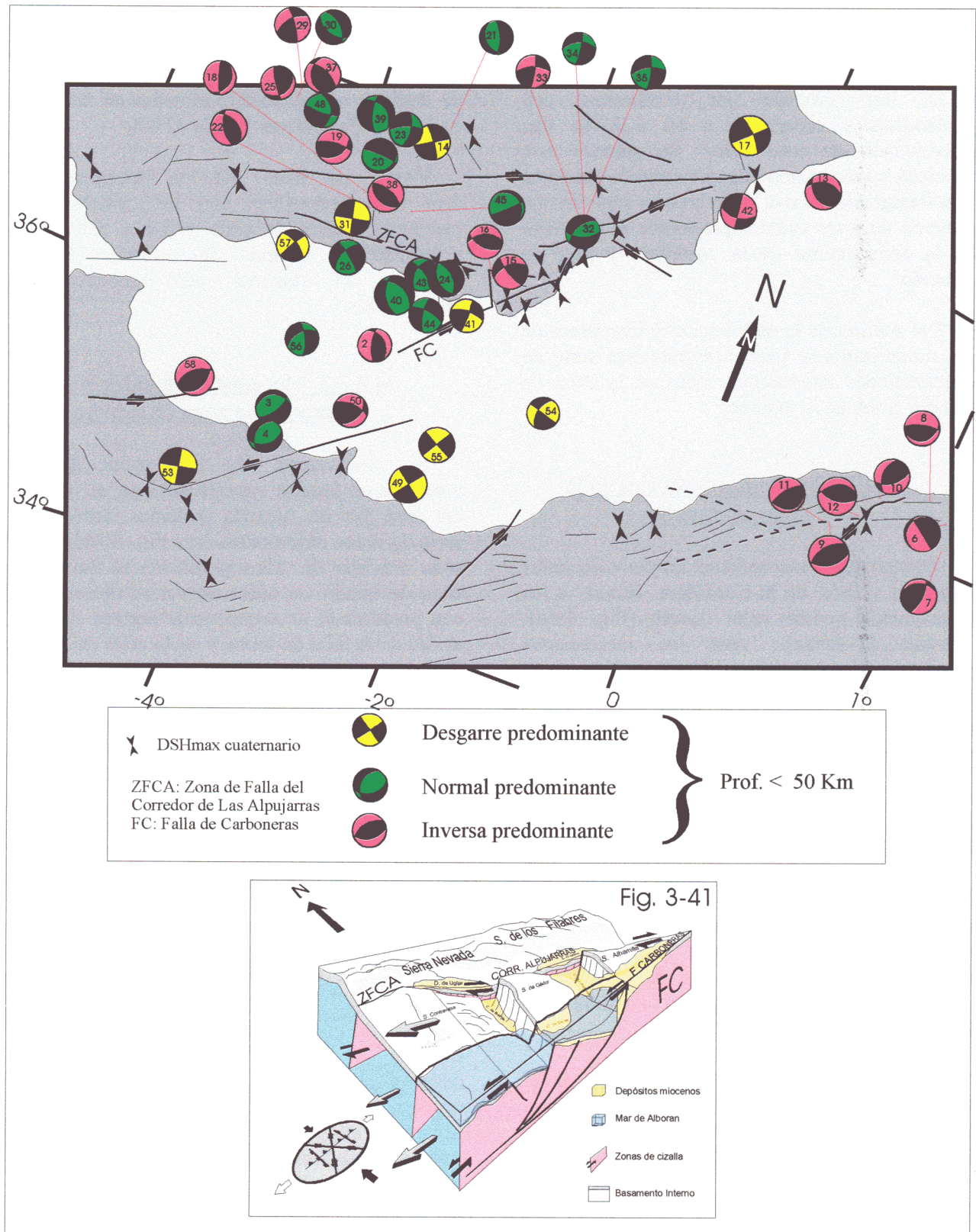
Meghraoui et al. (1996) consideran que las fallas de desgarre sinestroso del Norte de África inducen una tectónica de rotación de bloques en dominó (Fig. 4-45c). El sistema de fallas de desgarre transpresivas induce una tectónica distribuida. La falla transformante de Azores se transforma hacia el Este en un sistema transpresivo asociado a la compresión NNO-SSE a lo largo de una banda de deformación E-O que constituiría el verdadero límite entre las placas Euroasiática y Africana (zona sombreada en el modelo). La Cordillera Bética quedaría fuera de esa zona de máxima deformación. Con este modelo pretenden explicar entre otras cosas la mayor magnitud de la sismicidad registrada en el Norte de África. Sin embargo, obvian la existencia de estructuras transversales como la zona de cizalla Trans-alborán que conecta las fallas de desgarre del Norte de Marruecos con la Cordillera Bética, y algunos de las rotaciones que propone no son muy realistas en función de la estructura existente en la zona.

Hemos realizado una recopilación de los mecanismos focales de terremotos publicados en trabajos anteriores y localizados en el área Íbero-Moghebi. En la Tabla III del anexo I se muestra un listado de estos mecanismos junto con los parámetros que los definen. En total se han recogido 52 eventos que se han proyectado junto con las zonas de falla con actividad neotectónica más importantes (Fig. 4-46). Se han representado con diferentes colores en función de la





**Fig. 4-45.** Modelos sismotectónicos para la zona Iberomogrebi en los que se intenta relacionar la estructuración regional, con visión geodinámica, y la actividad sísmica de la zona(B). A. Vegas (1991); C. Buform et al (1995); D. Meghraoui et al (1996).



**Fig. 4-46.** En la parte superior, recopilación de mecanismos focales publicados en trabajos previos en la zona Íberomogrebí, representados junto con las zonas de falla con actividad neotectónica más importantes a escala regional. Verde: Mecanismos focales con componente normal predominante. Amarillo: Mecanismos con componente de desgarre predominante; Rosa: Mecanismos con componente inversa predominante. B: Modelo cinemático propuesto para el sur de Almería en el Capítulo 3.6.3.

componente de movimiento predominante en los planos nodales (normales, inversos o desgarre).

Se han obviado los terremotos con profundidades superiores a 60 Km se han diferenciado en otro color. Su génesis está asociada a mecanismos de deformación distintos a la fracturación activa de la corteza superior. La mayoría de estos eventos profundos se localizan en la zona central de la cordillera y Mar de Alborán.

Del análisis de la distribución y naturaleza de los mecanismos se pueden extraer una serie de observaciones interesantes, tanto en la zona de estudio como en su entorno:

##### 4.4.3.1. Mecanismos focales en la Zona de estudio

Existen pocos mecanismos focales calculados en el Sur y Este de la Cordillera Bética a los que hayamos podido tener acceso (Fig. 4-46). Aunque a primera vista los mecanismos presenten entre sí grandes diferencias y parezcan de difícil correlación con las zonas de falla activas más importantes, su estudio detallado en el marco de la neotectónica local del entorno de cada uno demuestra, como hemos visto en el estudio de las series sísmicas analizadas, su coherencia con la tectónica local.

El mecanismo focal de falla normal del terremoto de Lorca (1977) (nº:32 de la Fig. 4-46) es compatible con la reactivación de una falla normal NE-SO al Norte de la falla inversodireccional de Alhama de Murcia. Un tensor local distensivo asociado a la actividad de esta falla explica ese mecanismo.

El mecanismo de foco del terremoto de S<sup>a</sup> Alhamilla (1984) (nº 15) así como el mecanismo conjunto de sus réplicas (nº 16) son coherentes con un acortamiento horizontal N-S a NNO-SSE y con la activación de un segmento de la ZFCA o bien de alguna de las fallas secundarias de tipo inversodireccional (ver capítulo 4.3.3.2).

Los mecanismos focales de la serie de Adra (1993-1994) (nº 43 y 44) son coherentes con un campo de esfuerzos extensional con una dirección de extensión horizontal NE-SO. En el capítulo 3.5 se dedujo, a partir del estudio neotectónico del Sur de Almería y más

localmente de la zona Adra-Berja-Dalías, la existencia de un campo de esfuerzos distensivo de esas características coetáneo con movimientos de desgarre o inverso-direccionales en las zonas de falla de Carboneras y de la ZFCA.

Vemos, por tanto, que los mecanismos de foco son compatibles con las características tectónicas locales de cada sector y reflejan la existencia de campos de esfuerzos locales distintos del regional pero genéticamente relacionados.

##### 4.4.3.2. Mecanismos focales en el entorno de la zona de estudio

Si observamos la disposición de los mecanismos focales superficiales en el entorno del área Sur de Almería podemos extraer una serie de datos interesantes (ver Fig. 4-46). En la zona del Mar de Alborán situada al Sur de la zona de estudio se observan varios mecanismos con predominio de componente normal situados al NO de la falla de Jebha y de la zona de cizalla Transalborán, y al Sur de la ZFCA. Los mecanismos de tipo desgarre e inverso se sitúan en el entorno de las fallas de Nekor, Jebha, Carboneras y ZFCA. En el Norte de Argelia predominan los mecanismos de tipo inverso coherentes con el acortamiento regional NO-SE. Finalmente, en la zona central de la Cordillera Bética la complejidad en la distribución de los tipos y orientación de los mecanismos hace muy difícil su relación con elementos geodinámicos regionales.

De los tres modelos sismotectónicos descritos anteriormente se desprende la existencia de procesos de escape tectónico lateral en la zona del Mar de Alborán controlados por fallas de desgarre y procesos extensionales asociados. La distribución de los mecanismos focales indica un aumento en la complejidad dinámica y cinemática de Sureste a Noroeste. En el Norte de Argelia predomina un régimen compresivo, reflejo del campo de esfuerzos regional controlado por la convergencia Eurasia - África según una dirección NNO-SSE. Este campo de esfuerzos está claramente expresado en los mecanismos focales de esa zona. A medida que nos movemos hacia el Mar de Alborán y la Cordillera Bética los mecanismos de foco parecen controlados en mayor medida por campos de esfuerzos locales condicionados por

cinemáticas diferentes en el movimiento de bloques corticales limitados por fallas de distintas orientaciones y movimientos con fuertes componentes de desgarre. El modelo de Vegas (1991) explica la cinemática de los bloques a escala regional, si bien pensamos que una de las zonas de falla importantes implicadas en la cizalla disimétrica podría ser también la zona de falla del corredor de las Alpujarras.

De esta distribución de mecanismos de foco deducimos, asimismo, que el proceso extensional que en el Sur de Almería asociamos al escape lateral de un bloque de corteza limitado por la ZFCA y la FC (ver Fig. 3-46 b) parece tener su reflejo en zonas más occidentales del Mar de Alborán. Este proceso es coherente, a una escala más regional, con el bloque cortical en forma de cuña descrito por Buform et al. 1995 ocupando buena parte del Mar de Alborán, comprimido bajo una dirección NNO-SSE y que sufre a la vez una extensión E-O.



#### *4. SISMOTECTÓNICA*

##### 4.1. Introducción

##### 4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno

##### 4.3. Sismotectónica del Sur de Almería

##### 4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos

## **4.5. Conclusiones sismotectónicas**





## 4.5. Conclusiones sismotectónicas

Siguiendo el orden de los objetivos perseguidos, descritos al comienzo del capítulo, podemos destacar una serie de conclusiones sobre la sismotectónica de la región estudiada:

- No existe una actividad sísmica instrumental significativa asociada a las zonas de cizalla de carácter regional y cortical. La mayor parte de la sismicidad aparece asociada a fallas menores y/o secundarias. La sismicidad histórica sí indica, sin embargo, actividad importante asociada a la falla de Alhama de Murcia. El hecho de tratarse de una falla con indudables rasgos de actividad paleosísmica pleistocena puede estar indicando que nos encontramos en un período intersísmico para la mayor parte de los segmentos de esta falla. Durante este período la mayor parte de la actividad sísmica se produce asociada a la actividad de fallas secundarias a medida que se recuperan los niveles de esfuerzos en el entorno de la FAM.

Con respecto a la zona de Almería, la sismicidad histórica indica que los terremotos destructivos acaecidos en la zona no se asocian al las zonas de falla de carácter regional de gran longitud (ZFCA, falla de Carboneras y falla de Palomares), sino que se asocian a fallas de menores dimensiones N 140-170 o N 70, situadas en el interior del bloque de corteza limitado por la ZFCA y la FC. Podríamos estar, sin embargo, ante en mismo caso que para la FAM si bien en este caso existiría un mayor intervalo de recurrencia para los eventos asociados a las fallas mayores que explicaría esa ausencia de sismicidad histórica asociada a ellas.

- Los mecanismos tectónicos que generaron las series sísmicas de Lorca (1977) y Adra (1993-1994) reflejan la actividad actual de campos de esfuerzos locales causados por estructuras locales y las perturbaciones que estas ocasionan en el campo de esfuerzos regional.
- Los mecanismos focales, tanto de la zona de estudio como de su entorno, son coherentes en cuanto a naturaleza y distribución con los

modelos cinemáticos y dinámicos deducidos en los capítulos 2 y 3.

- La distribución espacial de la sismicidad combinada con los cambios en la naturaleza y estructura corticales (tanto en la vertical como en la horizontal) nos permite deducir una corteza sismogénica con un espesor de aproximadamente 15 Km. Se observan indicios de una variación lateral en la reología de la corteza causado por un cambio en el tipo de corteza. Cambio controlado por las zonas de falla de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia. La sismicidad instrumental al Sureste de estas fallas es más escasa y algo más superficial y la sismicidad histórica prácticamente inexistente.
- Se ha identificado la repetición sistemática en la cordillera del mecanismo de terremotos compuestos asociados a la interacción dinámica entre fallas activas próximas. Ello presenta importantes implicaciones a la hora de estudiar la peligrosidad sísmica asociada a zonas con elevada densidad de fracturación activa.



***Referencias***  
***Capítulo 4***



## Referencias

- Albert-Beltran, J.F. (1977).** El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Bol. Geol. Min. España*. 91: 36-48.
- Banda, E. y Ansorge, J. (1980).** Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67: 779-789.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993).** Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221: 53-66.
- Banks, C.J. y Warburton, J. (1991).** Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*. 191: 275-289.
- Ben-Sari, D. (1978).** Connaissance géophysique du Maroc. Thèse Doct. Univ. Grenoble.
- Bufo, E., Udías, A. y Mézcua, J. (1988).** Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78: 2008-2224.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995).** Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics* 248: 247-261.
- Chen, W.P. y Molnar, P. (1983).** Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and Mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 88: 4183-4215.
- Das, S. y Scholz, C. (1981).** Theory of time-dependent rupture in the earth. *J. Geophys. Res.* 82: 5658-5670.
- Das, S. y Scholz, C. (1982).** Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase?. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71: 1669-1675.
- Dewey, J.W. (1991).** Joint epicenter determination for earthquakes occurring over several decades: a case history from northern Algeria. En: seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region, (J. Mézcua y A. Udías Eds.) *Inst. Geogr. Nacional. Monografía* 8. 51-63.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y. y Cisternas, A. (1982).** The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: multiple source mechanism determined from long-period records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72: 1111-1128.
- El Amrani Paaza, N. (1997).** Caracterización y modelización hidrogeoquímica en el acuífero del delta del río Adra, Andalucía-España. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 297 pp.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993).** Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992).** Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12: 88-95.
- Giménez, J. (1998).** Quantificació de les deformacions verticals a l'est de la península Ibèrica a partir d'anivellaments topogràfics de precisió. *Institut Cartogràfic de Catalunya, monografies tècniques* n° 5. 363 p.
- Grimson, N. Y Cheng, W. (1986).** The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91: 2029-2047.
- Hatzfeld, D. (1978).** Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebie. Thèse Doct., Univ. Grenoble.
- Herraiz, M. y Mézcua, J. (1979).** Aplicación del análisis espectral al sismo de Lorca del 6 de junio de 1977. Determinación de los parámetros focales. *III Asamblea Nac. Geod. Y Geofísica, Inst. Geogr. Nac. Madrid*. 395-417.
- Hudnut, K., Seeber, L. Y Pacheco, J. (1989).** Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California. *Geophys. Res. Lett.* 16: 119-202-
- Inglada, V. (1921).** Los problemas de la moderna sismología geológica en relación con el estudio de la tectónica de las regiones sísmicas de España. *R. Soc. Hist. Nat.*, 50: 349-365.
- Lamontagne, M. y Ranalli, G. (1996).** Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics*, 257: 55-69.
- Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987).** Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11-1.
- Larouzière, D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1988).** The betic segment of the lithospheric Transalboran Shear Zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.



**López Casado, J.M., Estevez, A., Pina, J.A. y Sanz de Galdeano, C. (1987).** Alineaciones sismotectónicas en el sureste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea*. 6: 5-38.

**López Marinas, J.M. (1977).** Terremotos históricos en Almería. Hidroeléctrica Española. Informe interno.

**López Marinas, J.M. (1977).** Terremotos históricos en Murcia. Hidroeléctrica Española. Informe interno.

**López Marinas, J. M. (1978).** Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra*, 155, Rev. Ing. Tec. O. P. 4- 16.

**Martínez Guevara, J. B. (1984).** Temblores de tierra del núcleo sísmico de Lorca-Totana (Murcia). Estudio de sismicidad histórica *I.G.N. Original* nº 51.

**Martínez Solares, J.M. (1995).** Catálogo sísmico. En: Sismicidad del Reino de Granada (1487-1531). Ins. Geogr. Nac. *Monografía* 12: 9-35.

**Martínez Solares, J.M. y Pascual, G. (1996).** Efectos de los terremotos de Almería de 1993-94. *Avances en Geofísica y Geodesia*, vol. I, año 1.

**Mayer, L. (1986).** Tectonic Geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. pp 125-135.

**Medina, F. y Cherkaoui, T.E. (1988).** Précisions sur le mécanisme au foyer du séisme d'Agadir (Maroc) du 29 février 1969. Place dans le cadre sismotectonique du Maroc. *Geophysica*, 24: 57-66.

**Meghraoui, M. (1988).** Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléosismologie et synthèse sismotectonique. Thèse d'État, Univ. D'Orsay. 356 pp.

**Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. y Dahmani, M. (1996).** Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tellorifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. géol. France*. 167-1: 141-157.

**Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983).** Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *I.G.N. Publ. N° 262*, Madrid 322 pp.

**Mezcua, J., Herraiz, M., y Buforn, E. (1984).** Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershocks sequence. *Bull. Seism. Soc. of Amer.* 74: 167-179.

**McKenzie, D., (1972).** Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185.

**Meissner, R. y Strehlau, J. (1982).** Limits of stresses in the continental crust and their relation to depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* 1: 73-89.

**Meissner, R. y Wever, T. (1986).** Intracontinental seismicity, strength of crustal units and the seismic signature of fault zones. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 317: 45-61.

**Montessus de Ballore, F., (1894).** La péninsule Ibérique sismica y sus colonias. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* XXIII(2): 175-184.

**MOPT-IGN (1991).** Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Escala 1:1.000.000. Publicación técnica nº 26. *IGN*. Madrid.

**Munuera, J. M: (1963).** Datos básicos para un estudio de sismicidad en la región de la península Ibérica. *Mem. Inst. Geogr. Cat.* Madrid, 32(1): 1-93.

**Nabelek, J., Chen, W.P. y Ye, H. (1987).** The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the north China basin. *J. Geophys. Res.* 92: 12615-12628.

**Nur, A. y Booker, J.R. (1972).** Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, 175: 885-887.

**Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1990).** Le bassin de Sorbas-Tabernas. *Doc. Et Trav.*, 12-13: 101-128.

**Paulssen, H. y Visser, J. (1993).** The crustal structure in Iberian inferred from P-wave coda. *Tectonophysics*, 221: 111-123.

**Petit, J.P. y Barquins, M. (1990).** Fault propagation y Mode II conditions: comparison between experimental and mathematical models, applications to natural features, *Proceedings of the International Conference on Mechanics of Jointed and Faulted Rock*, pp. 213-220. Institute of Mechanics. Technical University of Vienna.

**Philip, H. y Meghraoui, M. (1983).** Structural analysis of the surface deformations of the of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2(1): 17-49.

**Rey Pastor, A. (1927).** Traits sísmiques de la Péninsule Iberique. Ins. Geográfico Catastral, Madrid, pp. 1-72.

**Rockwell, T.K., Keller, E.A. y Dembroff, G.R. (1988).** Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, Western Transverse Ranges, Southern California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 100: 850-858.

**Rodríguez Esrtrella, Tomás (1986).** La neotectónica de la Región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio. *I Jorn. de Est. del Fenóm. Sísmico y su incidencia en la Orden. del Territorio*. Instituto Geográfico Nacional. Murcia.

**Rodríguez Estrella, T. (1993).** Movimiento actual de la falla de Alhama de Murcia en el corredor tectónico de Lorca-Totana, y sus consecuencias en urbanizaciones y obras públicas. *V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del*

*Territorio. Problemática Geoambiental y Desarrollo* (Ortiz Silla Ed.). Tomo II pp.

**Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano F. (1990).** Le couloir des Alpujarras. *Doc. Et Trav. IGAL* 12-13: 87-100.

**Rueda, J., Mezcua, J., Buforn, E. y Galán, J. (1992).** Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra de Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas. *Rev. de geofísica*, 48: 87-95.

**Rueda, J., Mezcua, J. y Sánchez Ramos, M. (1996).** La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia*, vol. 1, año 1. 91-98.

**Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995).** Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248: 293-302.

**Scholz, C.H. (1968).** Microfractures, aftershocks and seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58: 1117-1130.

**Scholz, C.H. (1972).** Crustal movements in tectonic areas. *Tectonophysics*, 14: 201-217.

**Scholz, C. (1990).** The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.

**Sibson, R.H. (1982).** Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72: 151-163.

**Sibson, R.H. (1983).** Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. Lond.* 140: 741-767.

**Sibson, R.H. (1986).** Earthquakes and fault deformation in crustal fault zones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 149-175.

**Stein, R. y Lisowski, M. (1983).** The Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformations. *J. Geophys. Res.* 88: 6477-6490.

**Torné, M. y Banda, E. (1992).** Crustal thinning from the Betic Cordillera to de Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*. 12: 76-81.

**Udías, A., López Arroyo, A. y Mezcua, J. (1976).** Seismo-tectonics of the Azores-Alborán region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.

**Udías, A. y Buforn, E. (1985).** Mecanismos focales de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. En: (A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn Eds.), *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Universidad Complutense de Madrid, pp. 217-224.

**Utsu, T. (1971).** Aftershocks and earthquakes statistics (III). J. Fac. Science, Hokkaido Univ. Ser. VII *Geophysics*, 3: 379-441.

**Vegas, R. (1991).** Rotaciones paleomagnéticas, deformación distribuida y sismicidad: posible relación geodinámica en las Cordilleras Béticas. Resúmenes de las Comunic. *VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, San Fernando (Cadiz), p. 176.

**Vegas, R. (1992).** Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, 4: 41-56.

**Vidal, F. (1986).** Sismotectónica de la Región Bética-Mar de Alborán. Tesis doctoral. Universidad de Granada.

**Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. (1994).** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture with, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. of America*. 84-4: 974-1002.



**ABRIR RESUMEN**





**ABRIR CAPÍTULO 4**

***RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES SOBRE  
NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y  
SISMOTECTÓNICA OBTENIDAS EN ESTA TESIS***





## **RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES SOBRE NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA OBTENIDAS EN ESTA TESIS**

La investigación llevada a cabo en esta Tesis Doctoral ha requerido, por sus planteamientos y objetivos iniciales, la aplicación de una metodología multidisciplinar en las dos regiones previamente seleccionadas (sector centro-occidental de Murcia y Sur de Almería). La naturaleza de los temas tratados en cada capítulo y la entidad de los resultados obtenidos en ellos, nos llevó a resumir al final de cada capítulo principal y al final de cada apartado con suficiente entidad, un resumen de las conclusiones parciales obtenidas y en algunos casos la discusión de las mismas.

En este último apartado, se realiza un resumen de los resultados y conclusiones obtenidas a través de la integración de las conclusiones parciales ya expuestas, de acuerdo a los tres capítulos principales.

### **-A. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO**

A lo largo del **Capítulo 2**, se estudió la neotectónica, tectónica activa y paleosismicidad asociada a la FAM mediante la aplicación de diversas metodologías a partir de las cuales se obtuvieron los siguientes conclusiones.

#### **Neotectónica**

**-1:** A partir de la realización e interpretación de la cartografía geológica realizada (**Capítulo 2.2**) se ha deducido:

**-a):** Desde el Mioceno Medio hasta la actualidad se produce una progresiva restricción de la sedimentación tanto marina como continental en toda la zona a excepción de la depresión del Valle del Guadalentín que a partir del Plioceno se convierte en receptáculo de la sedimentación aluvial. Esta organización sedimentaria aparece asociada a la actividad de los grandes corredores NE-SO que surcan la región (Falla de Alhama de Murcia, Falla de Crevillente y Zona de Falla Norbética).

**-b)** A partir de las orientaciones y cinemáticas de las estructuras de deformación mayores cartografiadas se deduce la existencia de al menos dos direcciones de acortamiento horizontal distintas, activas durante el periodo

neotectónico, una coherente con el acortamiento regional (NO-SE) y otra de orientación más noroeste. Además, se identifican estructuras generadas por acortamientos de otras orientaciones y campos de esfuerzos distensivos de carácter más local asociados a las zonas de falla de los grandes corredores (Falla de Alhama de Murcia y Falla de Crevillente fundamentalmente). La complejidad cinemática y por ello dinámica es mayor en los dominios próximos a los grandes corredores NE-SO.

**-2:** A partir del análisis neotectónico del sector Lorca-Totana de la FAM (**Capítulo 2.4**) se identifica la existencia de dos zonas de deslizamiento principal en este sector de la FAM : el Corredor Norte de Lorca y el Corredor Sur de Lorca con características geométricas y caracteres de deformación asociada diferentes. En ambos corredores se deducen movimientos de los planos de deslizamiento principal, de tipo inverso con cabeceos elevados y de tipo desgarre sinistoso con cabeceos inferiores a 25°. Se ha evidenciado asimismo la existencia de numerosas estructuras internas en los corredores, asociadas a la interacción de distintos sistemas de fracturación (generando duplex de desgarre compresivos). Asimismo, se evidencia la abundancia de fracturación secundaria tipo P que indica un alto grado de madurez en la cizalla sinistrosa del CNL. EL CSL no presenta esa misma madurez. Se trata de una zona de falla incipiente que no comenzó a actuar hasta el Plioceno.

-3: El análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas realizado en el entorno del CSL (Capítulo 2.4.1) indica que el tensor responsable de la formación de la mayoría de ellas es de carácter compresivo con un máximo acortamiento horizontal NNO-SSE, coherente con el campo regional. Sin embargo, existen indicios en algunas estaciones de que la interacción con el CSL de fallas N 10-20 genera modificaciones locales del tensor regional hacia un tensor extensional con una dirección de extensión horizontal paralela a la FAM. Asimismo, la interacción con fallas secundarias N 90-110 induce cambios en la forma del tensor hacia una mayor componente de desgarre.

-4: Del estudio de las estructuras de deformación menores asociadas a la cizalla de la FAM en el sector Lorca-Totana (capítulos 2.4.3 y 2.4.4) la conclusión más importante que se extrae es la existencia de variaciones en las direcciones de acortamiento (tal y como se deduce de la cartografía) responsables de su formación y/o reactivación a lo largo del periodo neotectónico, sin que puedan diferenciarse fases concretas de actuación de uno u otro. El análisis e interpretación realizado de los distintos sistemas de fracturación (Capítulo 2.4.6) indica también la necesidad de una variación significativa en la dirección de acortamiento horizontal a lo largo del periodo neotectónico para explicar las cinemáticas y los distintos tipos de interacción observados.

El estudio neotectónico de la Falla de Las Viñas (Capítulo 2.9), falla satélite de la Falla de Alhama de Murcia, nos permite reafirmar algunas de las conclusiones obtenidas en el estudio de ésta. Hemos deducido que durante el periodo neotectónico la Falla de Las Viñas ha estado sometida a una evolución cinemática compleja controlada por la actuación de campos de esfuerzos de diferente naturaleza y orientación, pero sin límites temporales de actuación claros.

### **Tectónica activa y Paleosismicidad**

-1: El análisis de los relieves asociados al CNL y al CSL y las anomalías en la red fluvial evidencian la vigencia durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. tanto de la componente

vertical como horizontal de los movimientos de los planos principales de ambos corredores.

-2: El análisis de los caracteres paleosísmicos estudiados en el sector Lorca-Totana de la FAM ha permitido deducir la existencia de eventos paleosísmico con ruptura superficial a lo largo del Pleistoceno y probablemente también durante el Holoceno. El estudio de las deformaciones reconocidas en los abanicos aluviales pleistocenos cortados por el CSL ha permitido deducir la repetición de al menos 4 eventos con ruptura superficial desde el Pleistoceno Medio, con saltos por evento de al menos 40 cm y longitudes de ruptura superiores a 3 Km (Capítulo 2.5.2). La ausencia de dataciones absolutas impide la obtención de valores fiables de tasas de movimiento e intervalos de recurrencia, pero hemos estimado, asumiendo tasas de sedimentación "normales" y dataciones relativas, valores de deslizamiento vertical de entre 0.15 y 0.23 m/Ka e intervalos de recurrencia para eventos con ruptura superficial entre 25.000 y 75.000 años.

-3: En el CNL se han identificado asimismo estructuras de deformación de carácter cosísmico asociadas al movimiento inverso de la falla. Se ha datado un pliegue post-pleistoceno Medio formado por la acumulación de saltos en la falla, mediante la datación absoluta de travertinos deformados (Capítulo 2.5.3). Esta datación aporta una tasa de movimiento vertical durante el Pleistoceno de 0.08 m/Ka.

### **Paleosismicidad-Segmentación**

-1: Tanto en el CSL como en el CNL se han observado variaciones en el salto absoluto cuaternario que interpretamos como límites de segmentos menores afectados por un número distinto de eventos o por eventos de diferentes características. Estas variaciones laterales están controladas por la interacción con fallas N 10-20 y por variaciones laterales en el grado de deformación de los materiales miocenos.

-2: Interpretamos la formación y crecimiento de la Sierra de La Tercia como respuesta a la suma de ciclos de deformación cosísmica en el CNL de manera que la distinta tasa de movimiento vertical identificada en los distintos segmentos menores del corredor explica la

asimetría que presenta la sierra (Capítulo 2.5.3.4). El gradiente de levantamiento que explica esta asimetría genera procesos de tracción que inducen tensores de esfuerzos locales que generan fallas normales en tijera.

-3: Del análisis neotectónico del sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia se deduce por tanto no solo la creación y evolución del relieve cuaternario, sino también la formación de tensores de esfuerzos de carácter local que están directamente asociados a la acumulación de deformaciones cosísmicas en distintos segmentos de la FAM, a diferencias laterales en la tasa de movimiento de los mismos y a su interacción con fallas secundarias.

-4: El estudio neotectónico realizado en los sectores Huercal Overa - Lorca y Totana-Alcantarilla (Capítulo 2.6), aunque menos detallado, indica que también en ellos pueden identificarse variaciones laterales de comportamiento neotectónico que pueden asociarse a la creación de relieve. En el sector Huercal Overa - Lorca se evidencia la influencia de la componente sinestrosa del movimiento de la FAM en la morfología de la red fluvial actual.

-5: Se han identificado caracteres paleosísmicos cuaternarios asociados a la Falla de Las Viñas (falla secundaria asociada a la FAM) que hasta ahora había sido considerada como un plano de falla mioceno exhumado por erosión y carente actividad cuaternaria.

### **Neotectónica en la Depresión del Guadalentín: Fallas Ocultas.**

El estudio gravimétrico de la depresión del Guadalentín (Capítulo 2.7) nos ha permitido evidenciar la existencia de una variación lateral en la estructura en profundidad de la FAM que pasa de presentar una única Zona de Desplazamiento Principal en el sector más occidental, a presentar varias ZDP con salto vertical semejante en el sector más oriental (sector de Librilla) donde varias zonas de falla controlan un bloque de basamento levantado de varios Km de anchura. Asimismo, la gravimetría pone de manifiesto la existencia de fallas que pueden presentar longitudes superiores a 30 Km en el interior de la Depresión del Guadalentín, cubiertas por los depósitos cuaternarios. Son

fallas que influyen de modo notable en la dinámica de la red fluvial actual. La existencia de cierta actividad instrumental en el interior de la depresión hace que se deban considerar y estudiar con más detalle en el futuro estas fallas ocultas.

### **Segmentación tectónica-Sismicidad potencial**

Todos los datos obtenidos e interpretados en los capítulos 2.2 a 2.7 nos ha permitido realizar una segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia (Capítulo 2.8) en cuatro segmentos mayores que a su vez pueden dividirse en varios segmentos menores que pueden considerarse como fuentes sismogénicas individualizadas. Mediante la utilización de relaciones empíricas y de los datos paleosísmicos identificados en el sector Lorca-Totana, hemos deducido la sismicidad potencial de que serían capaces los distintos segmentos identificados, obteniéndose valores de magnitud (Ms) que oscilan entre 8.0 y 6.2 en función de si rompe toda la FAM o solo uno de los segmentos mayores. La reactivación individual de los segmentos menores pueden llegar a producir eventos de magnitud entre 4.5 y 6.3.

### **Modelos Cinemático y Dinámico**

Finalmente, en el Capítulo 2.10 se realizó una integración e interpretación cinemática y dinámica de los datos neotectónicos y paleosísmicos obtenidos tanto en la FAM como en la Falla de Las Viñas. Todos los campos de esfuerzos identificados en el periodo neotectónico pueden integrarse en un modelo cinemático y dinámico considerando un campo de esfuerzos compresivo regional con una dirección de acortamiento horizontal aproximadamente N 150. Bajo dicho campo de esfuerzos se generan campos de esfuerzos locales tanto compresivos como extensionales que pueden considerarse coetáneos a escala geológica con el campo compresivo regional. La formación de estos campos puede asociarse a varios procesos dinámicos:

-a: Modificaciones transitorias de las direcciones de esfuerzos regionales causadas por la actividad repetitiva de fallas secundarias (N 10-20) asociadas al corredor de la Falla de Alhama de Murcia.

**-b:** Modificaciones transitorias de las direcciones de esfuerzos asociadas a reactivaciones instantáneas (cosísmicas) de segmentos concretos de la propia Falla de Alhama de Murcia.

**-c:** Modificaciones transitorias de las trayectorias y naturaleza de los campos de esfuerzos asociadas a variaciones de dirección de la Zona de Desplazamiento Principal de la Falla de Alhama de Murcia.

**-d:** Modificaciones transitorias de las trayectorias de esfuerzos que afectan a un volumen de roca debidas al efecto de *porpoising*, es decir, debido al paso de ese volumen de roca por diferentes condiciones dinámicas a lo largo de la zona de falla de la Falla de Alhama de Murcia a medida que esta se mueve con componente de desgarre.

Los tres primeros tipos de modificaciones están directamente relacionadas con la sucesión en el tiempo de ciclos de deformación cosísmica e intersísmica con intervalos de recurrencia superiores a 10.000 años. Estos periodos reiterados y extrapolados a lo largo de los últimos 9 millones de años inducen la yuxtaposición de estructuras aparentemente incompatibles con un único campo de esfuerzos. De todo ello se desprende que la definición del Régimen Tectónico Vigente en esta zona debe considerarse cuidadosamente en función de dos factores: A: Las características locales de cada sector concreto y B: el estadio de deformación sísmica en que se encuentre dicho sector.

## **-B. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA**

El área del Sur de Almería presenta significativas diferencias respecto a la del entorno de la Falla de Alhama de Murcia, tanto en cuanto a la evolución neotectónica como en cuanto a la cinemática de la fracturación cuaternaria.

### **Neotectónica**

**-1:** El análisis neotectónico de la cartografía (Capítulo 3.2) evidencia la coexistencia de

estructuras compresivas y distensivas durante el periodo neotectónico. Asimismo, las estructuras compresivas formadas durante este periodo no son coherentes con una única dirección de acortamiento, tal y como ocurría en el entorno de la FAM. Asimismo, la cartografía muestra que la mayoría de las fallas que afectan materiales pliocuaternarios lo hacen con movimientos normales y se sitúan al Sur de la zona de falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA).

**-2:** A partir del análisis de las mesoestructuras de deformación neotectónica (Capítulo 3.4) se reconoce, por un lado, un mayor grado de complejidad neotectónica en el bloque cortical limitado por la ZFCA y la Falla de Carboneras. Por otro lado, en el interior de esta zona se reconoce el predominio de actividad extensional neógena y cuaternaria coetánea con movimientos con componente de desgarre en las zonas de falla que la limitan.

**-3:** El estudio más en detalle de la neotectónica y tectónica activa del sector Adra-Berja-Dalías (Capítulo 3.5), muestra el predominio de la tectónica extensional cuaternaria en la zona. Esta tectónica extensional se manifiesta a través de basculamientos de bloques asociados a la actividad de fallas normales N 140-170. Estos basculamientos controlan la sedimentación marina miocena, y las cotas de afloramiento de estos depósitos marinos en la actualidad.

**-4:** El análisis cinemático y dinámico (Capítulo 3.5.6) realizado de fallas cuaternarias en este sector indica el predominio, durante el Cuaternario, de un tensor extensional bastante puro con una dirección de extensión horizontal NNE-SSO (capítulo 3.5.6).

### **Tectónica Activa-Paleosismicidad**

**-1:** Se han reconocido en el sector Adra-Berja-Dalías (Capítulo 3.5.5.) varias estructuras de deformación que son indicios de actividad paleosísmica asociada a eventos de carácter cosísmico coherentes con el tensor extensional que se deduce del . Parece por tanto que el Régimen Tectónico Vigente en este sector es claramente distensivo.

-2: El análisis morfotectónico del **Capítulo 3.3** nos ha aportado evidencias de una clara diferencia en el relieve y su evolución a un lado y otro de la ZFCA. Se evidencia la existencia de basculamientos recientes asociados a fallas normales de bajo ángulo que condicionan las morfologías de las sierras de Gador y Alhamilla. Estos basculamientos están ausentes al Norte de dicho corredor. El basculamiento que afecta a la Sierra de Gador se identifica asimismo en el campo de Dalías y concretamente en las alturas relativas que alcanzan las terrazas marinas de su litoral. Las tasas de movimiento vertical que se han deducido a lo largo del Mioceno, Plioceno y Cuaternario son coherentes con las alturas relativas de los relieves actuales.

### **Modelos Cinemático y dinámico**

La existencia de deformaciones de carácter compresivo y concretamente de tipo desgarre en las fallas que forman la ZFCA y la FC durante el periodo neotectónico coetáneas con la tectónica extensional en el interior del bloque cortical que limitan debe integrarse en un modelo cinemático y dinámico coherente con un campo de esfuerzos regional compresivo con acortamiento N 150. En el capítulo 3.6 se presenta un modelo de escape tectónico que puede explicar esta cinemática y en general la observada en los distintos sistemas de fracturación desde el Mioceno Medio. Se propone un modelo de escape controlado por accidentes mayores con fuerte componente de desgarre que presentan variaciones laterales en la tasa de movimiento lo que induce fenómenos de tracción en el interior del bloque que escapa hacia el Oeste. Asimismo, las modificaciones en las trayectorias de esfuerzos que pueden inducir zonas de falla activas de carácter regional y de distintas orientaciones: ZFCA, Falla de Carboneras y Falla de Palomares, (sobre todo esta última que presenta una zona de cizalla de desgarre de más de 30 Km de anchura) en la dirección de acortamiento horizontal, ha variado a lo largo del periodo neotectónico entre N-S y NO-SE.

La implicación en este modelo (al igual que ocurría en la zona de la FAM) de ciclos de deformación sísmica con diferentes intervalos de recurrencia en distintos segmentos de las fallas de ZFCA y de la Falla de Carboneras puede inducir cambios cíclicos del régimen tectónico vigente en el interior de la cuña que escapa, en función del

estado de liberación o acumulación de esfuerzos en que se encuentre en cada momento. Ello puede explicar, al igual que en el entorno de la FAM la alternancia en el tiempo de estructuras compresivas y distensivas en zonas muy próximas sin que ello implique la existencia de distintas fases de deformación a escala geológica (millones de años) como hasta ahora se ha descrito para la zona durante los últimos 9 millones de años.

### **-C. SISMOTECTONICA**

En el último capítulo de esta tesis se han analizado varios aspectos de la sismicidad y su relación con la tectónica activa de los sectores estudiados. Los datos fenomenológicos recopilados de las descripciones de los más importantes terremotos históricos, así como las observaciones de tipo geodésico realizados recientemente por otros autores, apoyan la ocurrencia durante los últimos 400 años de terremotos con deformación en superficie tanto en el Sur de Almería como en la Falla de Alhama de Murcia.

#### **Falla de Alhama de Murcia**

Del estudio sismotectónico de la Falla de Alhama de Murcia y su entorno (**Capítulo 4.2**) se deduce el control que ejerce esta falla en la disposición de la sismicidad de intensidad  $MSK > V$ . No ocurre lo mismo con la sismicidad instrumental de magnitud  $Ms < 4.2$  que aporta escasa información acerca de la actividad actual de la falla, a excepción de la secuencia sísmica de Lorca del 1977. La reinterpretación realizada de esta serie apoya la existencia de campos de esfuerzos extensionales locales en el interior del bloque levantado por la actividad inversa de la Falla de Alhama de Murcia.

#### **Sur de Almería**

Del estudio sismotectónico del Sur de Almería (**Capítulo 4.3**), y fundamentalmente, del análisis de las series sísmicas de Adra (1993-1994) y Sierra Alhamilla (1984) se concluye la coherencia de los mecanismos de foco de estas series con el modelo cinemático propuesto en el **Capítulo 3.6** a partir de evidencias tectónicas, y por tanto, apoyan la existencia de *varios regímenes tectónicos vigentes* en la región en función del sector considerado. Compresivo en el



entorno de los accidentes principales (ZFCA, Falla de carboneras) y extensional en el interior del bloque que éstos limitan.

### **Corteza sismogénica y mecánica de los terremotos**

-1: La distribución geométrica de las réplicas de la serie de Adra y sus características cinemáticas (Capítulo 4.3.4) es un indicativo de que en regiones sísmicas con gran densidad de fracturación activa como es esta, la actividad sísmica de magnitud media está condicionada preferentemente por la interacción de fallas próximas, o lo que equivale a decir, por el movimiento de reajuste de bloques corticales limitados por fallas, más que por la actividad de fallas o corredores de carácter regional. Esos movimientos provocan reajustes de los esfuerzos en volúmenes de corteza limitados por fallas explicando así la falta de linealidad tanto de las nubes de réplicas como de la sismicidad instrumental “de fondo” en la región.

-2: La interacción entre fallas activas próximas también explica la ocurrencia de *terremotos compuestos*. En este sentido, una de las principales conclusiones que se obtienen del análisis de la sismicidad histórica e instrumental tanto en el entorno de la FAM como en el Sur de Almería es la evidencia de que a lo largo de los últimos cientos de años se ha repetido de forma **sistemática** la ocurrencia de terremotos compuestos de magnitud  $M_s > 4.0$  asociados a la reactivación en un único ciclo sísmico de varias fallas próximas que se encuentran cerca del punto de ruptura y que se influyen una a otra mecánicamente. Ello en nuestra opinión presenta importantes implicaciones de cara a futuros estudios de la peligrosidad sísmica de cada sector concreto.

-3: En el Sur de Almería la sismicidad histórica indica que los terremotos destructores acaecidos en la zona durante los últimos 400 años no parecen estar asociados a las fallas de grandes dimensiones que surcan la región (ZFCA, Falla de Carboneras y Falla de Palomares) sino que más bien parecen genéticamente relacionadas con fallas normales N 140-170 y N 70 situadas en el interior del bloque de corteza que escapa hacia el Oeste limitado por las fallas mayores. Son fallas que, como se ha observado en el sector Adra-

Berja-Dalías, presentan indicios de actividad cosísmica cuaternaria.

-4: El análisis de la distribución espacial a escala regional de la sismicidad indica una posible variación reológica de la corteza causada por cambios de naturaleza de la misma limitados o controlados por las grandes fallas de desgarre de Carboneras, palomares y Alhama de Murcia. La sismicidad instrumental al SE de éstos accidentes es más escasa y somera, y la sismicidad histórica prácticamente inexistente. Asimismo, a una mayor escala de observación, la distribución y tipo de mecanismos de foco situados en el entorno de Alborán son a grandes rasgos coherentes con el modelo de escape propuesto para el Sur de Almería.

## Conclusiones Generales

- Se ha realizado una segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia basada en criterios geométricos, en el grado de deformación de los abanicos pleistocenos y en las características y evolución de las megaestructuras y relieves generados por la actividad neotectónica de la falla.
- Se ha identificado la existencia de fallas ocultas en el interior de la depresión del Guadalentín bajo los depósitos cuaternarios. Es necesaria la realización de una modelización tridimensional del substrato paleozoico de la depresión para definir las posibles fuentes sismogénicas ocultas.
- Las tasas de movimiento vertical deducidas tanto en el entorno de la Falla de Alhama de Murcia como en el Sur de Almería a partir de estructuras y deformaciones desarrolladas durante el Mioceno son de magnitud semejante a las deducidas durante el Cuaternario, lo que implica una continuidad en el grado de deformación durante el periodo neotectónico.
- La evolución neotectónica del Sur de Almería parece estar controlada por un proceso de escape tectónico hacia el Oeste de una cuña de corteza limitada por la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras y la Falla de Carboneras. Este escape se enmarca dentro del proceso de indentación tectónica (controlado por la Falla de Palomares) que formó el arco de Águilas.
- La consideración de la existencia de ciclos de deformación sísmica asociados a la reactivación puntual de fallas secundarias o segmentos concretos de la fallas de mayores dimensiones (Falla de Alhama de Murcia) puede explicar la

compleja alternancia temporal de campos de esfuerzos que se identifica en gran parte de la zona de estudio sin que ello implique la existencia de fases de deformación asociadas a rotaciones del campo de esfuerzos regional durante los últimos 9 millones de años.

Se ha observado, tanto en la revisión bibliográfica, como en los estudios realizados a lo largo de este estudio que cuanto más detallado es el análisis neotectónico que se realiza de un sector próximo a una zona de falla de cierta entidad, mayor es el número de modificaciones del campo de esfuerzos o de su orientación que pueden reconocerse. En nuestra opinión ello es un reflejo de perturbaciones transitorias del tensor de esfuerzos regional a diversas escalas y durante periodos de tiempo pequeños (miles a decenas de miles de años) capaces de generar estructuras de deformación tanto cosísmicas como intersísmicas con diferentes características cinemáticas.

- No puede hablarse de un único *régimen tectónico vigente* para toda la zona de estudio. Existen diferentes regímenes en función del sector concreto considerado y de la escala de observación.
- Tanto a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia como en el Sur de Almería se han producido desde el Pleistoceno medio, e incluso en épocas históricas terremotos con ruptura superficial. Se han identificado deformaciones paleosísmicas en el sector Lorca-Totana de cuyo análisis se obtienen intervalos de recurrencia para eventos con ruptura superficial superiores a 20.000 años.

- La interacción mecánica entre fallas activas próximas constituye un mecanismo a tener en cuenta en toda la zona. Es responsable de la generación de terremotos compuestos de magnitudes  $M_s > 4.0$  e induce la formación de campos de esfuerzos locales distintos en naturaleza y/u orientación. De ello se desprende la necesidad de realizar modelizaciones de esfuerzos y deformaciones en fallas concretas con el fin de determinar el tipo y grado de influencia de unas fallas en otras.
- Como conclusión final de carácter aplicado, las investigaciones llevadas a cabo a lo largo de este estudio aportan datos, interpretaciones y conclusiones de carácter paleosísmico y sismotectónico que son de directa aplicación en futuras evaluaciones más “realistas” y por ello más precisas de la peligrosidad sísmica en el Sureste español.

Asimismo, se aporta una base cartográfica, y de conocimiento neotectónico y sismotectónico que posibilita la apertura de investigaciones más concretas de carácter paleosísmico y tectónico con el fin de resolver problemas concretos.

# ***Anexos***

Anexo1: Datos sísmicos

Anexo2: Datos geofísicos

Anexo3: Datos estructurales

Anexo4: Bibliografía utilizada en la cartografía de síntesis



## Anexo 1

### Datos sísmicos

Tabla 1-1. Sismicidad acaecida en el Sureste de la Cordillera Bética con intensidad (MKK) superior a VI desde el año 1500 hasta el año 1994.

XUTM	YUTM	FECHA (AMD)	HORA (h.m.s)	Mag. (Mb)	INT (MSK)	LOCALIDAD
600558	4119577	15181109	0		IX	VERA.AL
512000	4032000	15220922	0		IX	Sur ADRA
707528	4219625	15230000	0		VIII	GUARDAMAR DEL SEGURA.A
517678	4150428	15310930	3.00.00.0		VIII	BAZA.GR
547559	4076582	15500419	0		VII	ALMERIA
614607	4173394	15790130	0		VIII	LORCA.MU
547559	4076582	16581231	7.00.00.0		VIII	ALMERIA
614607	4173394	16740810	0		VII	LORCA.MU
614607	4173394	16740828	10.00.00.0		VIII	LORCA.MU
614607	4173394	16740829	0		VII	LORCA.MU
704045	4241747	17300416	19.45.00.0		VII	ELCHE.A
666829	4207587	17430309	16.00.00.0		VII	MURCIA
700265	4217593	17460815	9.00.00.0		VII	ROJALES.A
583825	4165626	17510304	0		VII	VELEZ RUBIO.AL
532597	4102397	17831029	0		VII	ALBOLODUY.AL
701956	4208380	18020118	20.00.00.0		VII	TORREVIEJA.A
514862	4076462	18040113	17.45.00.0		VIII	DALIAS.AL
500000	4061659	18040121	4.30.00.0		VIII	ADRA.AL
400000	4500000	18040825	8.30.00.0		IX	SW. ADRA
614607	4173394	18181220	9.45.00.0		VII	LORCA.MU
701956	4208380	18280915	5.16.00.0		VII	TORREVIEJA.A
701681	4219478	18290321	18.30.0.00		X	TORREVIEJA.A
701681	4219478	18290418	9.45.00.0		VII	TORREVIEJA.A
701956	4208380	18371031	2.00.00.0		VII	TORREVIEJA.A
461543	4117214	18630417	7.53.00.0		VII	GUEJAR.GR
701956	4208380	18670203	8.20.00.0		VII	TORREVIEJA.A
467267	4067268	18720128	15.00.00.0		VII	MOTRIL.GR



XUTM	YUTM	FECHA (AMD)	HORA (h.m.s)	Mag. (Mb)	INT (MSK)	LOCALIDAD
653483	4216576	18830116	3.40.000		VII	CEUTI.MU
529614	4107933	18940612	0		VII	NACIMIENTO.AL
455335	4061775	19010525	3.25.00.0		VII	MOTRIL.GR
632062	4184753	19070416	17.30.00.0		VII	TOTANA.MU
649064	4218344	19080929	0		VII	OJOS.MU
704883	4208453	19090701	14.12.18.0		VII	TORREVIEJA.A
467232	4058023	19100616	16.27.30.0		VII	ADRA.AL
467232	4058023	19100616	4.16.41.0		VIII	ADRA.AL
656549	4209234	19110321	14.15.35.0		VIII	COTILLAS.MU
657833	4218510	19110403	11.11.11.0		VIII	LORQUI.MU
657833	4218510	19110510	9.55.30.0		VII	LORQUI.MU
657833	4218510	19110516	22.20.21.0		VII	LORQUI.MU
504447	4098638	19120422	3.22.45.0		VII	OCANA.AL
482157	4072770	19130811	1.05.48.0		VII	ALBUNOL.GR
541094	4181947	19131125	2.27.29.0		VII	HUESCAR.GR
652125	4211001	19170128	22.32.31.0		VII	TORRES DE COTILLAS.MU
690031	4217347	19190910	10.40.31.3	5.2	VIII	JACARILLA.A
690031	4217347	19190910	10.56.44.1	5.1	VII	JACARILLA.A
654980	4214755	19300903	9.59.58.0	3.7	VII	LORQUI.MU
548670	4141306	19320305	2.10.26.0	4.8	VIII	LUCAR.AL
662070	4225994	19440223	22.34.10.0	3.8	VII	FORTUNA.MU
608811	4222331	19480623	3.43.55.0	5.0	VIII	CEHEGIN.MU
538182	4176755	19640609	23.33.53	4.8	VIII	GALERA.GR
566809	4141801	19720316	21.31.32.7	4.8	VII	PORTALOA.AL

**Tabla I- II. Series y agrupaciones de eventos sísmicos (separados por una fila en blanco) interpretados como *terremotos compuestos* que han sido reconocidos en el catálogo sísmico del Sureste de la Cordillera Bética (capítulo 4.4.2.)**

FECHA	HORA (h.m.s)	MB	INTMSK	LOC	XUTM	YUTM
16740810	0		70	LORCA.MU	614607	4173394
16740828	10.00.00.0		80	LORCA.MU	614607	4173394
16740829	0		70	LORCA.MU	614607	4173394
18040113	17.45.00.0		80	DALIAS.AL	514862	4076462
18040121	4.30.00.0		80	ADRA.AL	500000	4061659
18040825	8.30.00.0		90	SW ADRA	517842	4072770
18221008	0		50	ORIHUELA.A	679757	4218964
18230110	10.00.00.0		60	MURCIA	663902	4207528
18600922	0		50	ALMERIA	544606	4072868
18601007	12.50.00.0		50	ALMERIA	547559	4076582
18630610	11.20.00.0		60	HUERCAL-OVERA.AL	597364	4139882
18630619	9.00.00.0		60	HUERCAL-OVERA.AL	594413	4139848
18630620	6.30.00.0		50	HUERCAL-OVERA.AL	594413	4139848
18630627	0		50	HUERCAL-OVERA.AL	594393	4141697
18630702	0		60	HUERCAL-OVERA.AL	594393	4141697
18630721	6.00.00.0		50	CUEVAS DE ALMANZORA.AL	597493	4128787
18630806	2.00.00.0		50	ANTAS.AL	593123	4123190
18630823	.20.0.0		50	NIJAR.AL	571262	4085993
18660925	23.30.00.0		50	ELCHE.A	704045	4241747
18661011	.10.00.0		50	ELCHE.A	704045	4241747
18880811	0		50	VERA.AL	597622	4117693

18930523	0		50	CUEVAS DE ALMANZORA.AL	597493	4128787
19080926	9.50.10.0		60	MULA.MU	631526	4218042
19080929	0		70	OJOS.MU	649064	4218344
19100616	10.52.04.0		60	ADRA.AL	467232	4058023
19100616	16.27.30.0		70	ADRA.AL	467232	4058023
19100616	4.16.410.		80	ADRA.AL	467232	4058023
19110321	14.15.35.0		80	COTILLAS.MU	656549	4209234
19110322	11.25.00.0		50	COTILLAS.MU	656549	4209234
19110325	14.40.00.0		50	COTILLAS.MU	656549	4209234
19110403	12.20.00.0		50	COTILLAS.MU	656549	4209234
19110403	14.29.46.0		60	LORQUI.MU	657833	4218510
19110403	11.11.11.0		80	LORQUI.MU	657833	4218510
19110405	3.55.000		50	LORQUI.MU	657833	4218510
19110408	3.15.00.0		50	LORQUI.MU	657833	4218510
19110413	4.00.00.0		60	LORQUI.MU	657833	4218510
19110415	4.20.00.0		50	LORQUI.MU	657833	4218510
19110418	19.55.00.0		50	LORQUI.MU	657833	4218510
19110425	23.10.00.0		50	LORQUI.MU	657833	4218510
19210108	3.09.07.0		50	TOTANA.MU	632121	4181054
19210122	10.30.32.0		50	TOTANA.MU	632121	4181054
19411026	5.19.27.0	39	60	CARAVACA.MU	597890	4219418
19411124	53.58.0	41	60	CALASPARRA.MU	607995	4228794
19490331	1.48.06.0	33	50	SIERRA ALHAMILLA.AL	562286	4095168
19491031	18.38.58.0	35	50	HUERCAL-OVERA.AL	592959	4137983
19630115	9.06.54.0	33	50	ABANILLA.MU	670715	4231722
19630119	20.50.29.0	33	60	ABANILLA.MU	670715	4231722
19630125	11.33.01.0	34	50	SANTA POLA.A	714543	4230913
19640403	18.28.33.0	38	50	ABANILLA.MU	666375	4229782
19840913	4.34.11.0	5.0	V	S. ALHAMILLA	558598	409283
19840913	11.40.04.0	4.8	-	S. ALHAMILLA	553507	409983

19861027	4.36.38.5	38	50	HUESCAR.GR	540183	4188045
19861027	4.46.56.5	40	50	HUESCAR.GR	544431	4188991
19931223	14.22.34.5	50	65	ADRA.AL	507436	4070166
19940104	8.03.15.2	49	65	ADRA	518195	4046333
19970207	11.38.00.0	4.6	-	SW ADRA	36° 23 min N	3° 9 min W
19970207	14.53.00.00	4.5	-	SW ADRA	36° 24 min N	3° 14 min W

*Tabla I-III.* Mecanismos focales recopilados de la bibliografía en el entorno Iberomoghrebí. Se indican los planos solución y la forma de sentido de buzamiento – buzamiento y los ejes de presión y tensión como sentido de inmersión e inmersión.

ZONA	FECHA	LATITUD	LONGIT.	MAGNIT.	PLANO1	PLANO2	EJEP	EJET	REFERENCIA FUENTE	Nº
Alboran	13/04/90	35,6	-4,8	3,9	76-42	185-74	213-19	325-46	IGN (1992)	1
Alboran	24/01/85	36,1	-3,1	3,6	42-28	254-66	101-66	243-20	Vidal (1986)	2
Alboran	05/10/88	35,4	-3,8	4,2	122-68	339-26	279-65	134-22	Buform y Udias (1991)	3
Alboran	09/12/87	35,4	-3,8	4,2	144-49	280-50	33-66	122-0	Buform y Udias (1991)	4
Alborán	09/11/93	36,35	-4,46	3,8	75-50	309-55	283-3	188-59	IGN (1993)	5
Argelia	11/07/59	36,4	2,4		198-90	291-9	189-44	27-45	Girardin et al. (1977)	6
Argelia	23/04/67	36,2	-2,44		99-69	343-34	119-19	19-25	Girardin et al. (1977)	7
Argelia	29/10/89	36,6	2,25	6,1	346-74	186-18	350-20	146-66	Meghraoui (1991)	8
Argelia	10/10/80	36,2	1,3	7,3	320-43	140-48	140-2	320-88	Ouyed et al. (1981)	9
Argelia	30/10/80	36,2	1,3		276-46	143-54	121-5	22-63	Cisternas et al. (1982)	10
Argelia	08/11/80	36,2	1,3		313-65	140-25	316-20	127-80	Cisternas et al. (1982)	11
Argelia	09/09/54	36,3	1,5	6,7	176-60	338-31	170-15	22-73	McKenzie (1972)	12
Béticas	11/11/93	38	0	3,8	352-48	37-51	195-2	102-66	IGN (1993)	13
Béticas	11/03/87	37,8	-3,4	4,2	59-80	328-88	285-6	194-8	Buform et al. (1988b)	14
Béticas	13/09/84	37	-2,3	5	318-46	211-73	180-73	73-46	Rueda et al. (1992)	15
Béticas	13/9/84(serie)	37	-2,3		335-43	185-51	171-86	65-16	Rueda et al. (1992)	16
Béticas	14/08/91	38,7	-0,96	4,1	316-85	47-78	181-13	272-10	IGN (1994)	17
Béticas	26/04/86	37,2	-3,7	4,1	100-22	252-80	260-25	54-64	Vidal (1986)	18
Béticas	16/06/85	37,4	-4,4	3,5	354-64	128-34	336-16	213-64	Vidal (1986)	19
Béticas	16/09/85	37	-3,8	3	143-10	1-82	189-53	354-37	Vidal (1986)	20
Béticas	18/11/85	37,7	-3,4	3,2	227-25	66-66	262-68	60-21	Vidal (1986)	21
Béticas	18/01/86	37,1	-3,7	3,3	31-37	238-56	102-73	226-10	Vidal (1986)	22
Béticas	19/05/51	38,1	-3,7	5,5	83-57	338-66	208-40	301-4	Udias et al. (1976)	23
Béticas	23/07/85	37,8	-4,7	3,6	122-22	235-80	252-33	34-51	Vidal (1986)	25
Béticas	24/06/84	36,8	-3,7	5,2	291-48	38-72	174-46	69-15	Buform et al. (1988b)	26
Béticas	25/08/91	36,81	-4,48	3,8	65-85	332-60	105-17	203-24	IGN (1994)	27
Béticas	02/05/90	36,53	-4,5	4,2	135-23	355-72	344-25	197-61	IGN (1992)	28
Béticas	26/05/85	37,8	-4,6	5	310-49	54-74	87-16	191-41	Vidal (1986)	29

ZONA	FECHA	LATITUD	LONGIT.	MAGNIT.	PLANO1	PLANO2	EJEP	EJET	REFERENCIA FUENTE	Nº
Béticas	27/05/85	37,7	-4,6	3,4	198-44	42-49	292-78	31-2	Vidal (1986)	30
Béticas	05/12/88	37	-3,8	4	259-82	349-83	34-3	124-10	IGN (1991)	31
Béticas	06/06/77	37,6	-1,7	4,2	298-45	160-53	140-5	39-68	Mezcua (1985)	32
Béticas	6/6/77 r	37,6	-1,7	4,2	339-57	77-78	114-14	113-32	Mezcua (1985)	33
Béticas	6/6/77r	37,6	-1,7	4,2	338-44	81-78	112-21	233-37	Mezcua (1985)	34
Béticas	6/6/77r	37,6	-1,7	4,2	334-57	75-74	112-11	210-37	Mezcua (1985)	35
Béticas	08/05/86	38	-4,4	3,7	249-24	22-73	35-27	179-59	Vidal (1986)	37
Béticas	08/09/85	37,3	-3,7	2,9	18-56	202-34	20-11	190-79	Vidal (1986)	38
Béticas	09/11/85	37,8	-3,9	3	29-34	254-65	110-63	237-17	Vidal (1986)	39
Béticas	23/12/93 (serie)	36,47	-2,56	..	44-47	266-52	149-67	246-3	Rueda et al. (1996)	40
Béticas	04/01/93	36,56	-2,58	3,7	90-85	358-68	132-12	226-19	IGN (1993)	41
Béticas	11/12/93	38,3	-0,65	3,4	172-53	80-87	42-28	300-23	IGN (1993)	42
Béticas	23/12/93	36,47	-2,56	5	30-40	278-44	166-49	58-15	Rueda et al. (1996)	43
Béticas	23/12/93(harv)	36,47	-2,56	5	242-47	43-65	23-88	244-2	Rueda et al. (1996)	24
Béticas	04/01/94	36,34	-2,49	4,9	250-65	004-063	131-37	223-2	Rueda et al. (1996)	44
Marruecos	23/05/93	35,26	-2,41	5,4	38-84	118-89	263-4	173-5	IGN (1993)	49
Marruecos	23/08/59	35,5	-3,2	5,5	006-70	122-50	334-12	232-45	Medina y Cherkaoui (1992)	50
Alborán	25/08/91	36,8	-4,4	3,8	65-85	332-60	105-17	203-24	IGN. (1994)	52
Marruecos	29/04/73	34,6	-4,2	4,5	122-90	210-90	167-00	77-00	Hartzfel (1978)	53
Alborán	24/08/73	35,9	-1,8	5	012-036	22-86	157-20	60-19	Hartzfel (1978)	54
Alborán	17/07/74	35,6	-3,7	4,3	216-90	306-90	351-00	81-00	Hartzfel (1978)	55
Alborán	22/11/72	36	-4	4,4	230-50	62-80	203-40	97-17	Hartzfel (1978)	56
Alborán	07/08/75	36,4	-4,4	5,1	45-46	298-70	262-8	166-39	Grimison y Chen (1986)	57
Marruecos	26/05/94	35,4	-4	5,7	317-52	126-36	315-07	159-82	Dziewonski et al. (1995)	58



## *Bibliografía mecanismos focales*

- IGN (1991).** Boletín de sismos próximos año 1988. *Instituto Geográfico Nacional*. Madrid.
- IGN (1992).** Boletín de sismos próximos año 1990. *Instituto Geográfico Nacional*. Madrid.
- IGN (1994).** Boletín de sismos próximos año 1991. *Instituto Geográfico Nacional*. Madrid.
- IGN (1998).** Boletín de sismos próximos año 1993. Página Web [www.geo.ign.es](http://www.geo.ign.es). *Instituto Geográfico Nacional*. Madrid.
- Bufo, E., Udías, A., y Mezcua, J. (1988).** Seismicity and focal mechanism in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78: 2008-2024.
- Bufo, E. y Udías, A. (1991).** Focal Mechanism of earthquakes in the Gulf of Cádiz, south of Spain and Alboran Sea. Publ. *Instituto Geográfico Nacional*. Monografía n.º: 8, p 29-40.
- Cisternas, A., Dorel, J. y Gaulon, R. (1982).** Models of the complex source of the El Asnam earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72: 2245-2266.
- Dziewonski, Ekström, G. y Salganik, M. P. (1995).** Centroid moment tensor solutions for April-June 1994. *Phys. Earth Planet. Int.* 88: 69-78.
- Girardin, N., Hatzfeld, D. y Giraud, R. (1977).** La sismicité au north de l'Algérie. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 2: 95-100
- Grimson, N. y Cheng, W. (1986).** The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91: 2029-2047.
- Hatzfeld, D. (1978).** Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebien. Thèse Doct., Univ. Grenoble.
- McKenzie, D. (1972).** Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30: 109-185.
- Medina, F. y Cherkaoui, T.E. (1988).** Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des régions voisines (1959-1986). Conséquences tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 85/2: 433-457.
- Meghraoui, M. (1991).** Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria). *Terra Nova*, 3: 84-93.
- Mezcua, J. (1985).** Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. En: Mecanismo de los terremotos y tectónica. Universidad Complutense de Madrid, p. 225-232.
- Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Frechet, J., Gaulon, R., Hatzfeld, D. y Philip, H. (1981).** Seismotectonics of the El Asnam earthquake. *Nature*, 292: 26-31.
- Rueda, J., Mezcua, J., Bufo, E. y Galán, J. (1992).** Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra de Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas. *Rev. de geofísica*, 48: 87-95.
- Rueda, J., Mezcua, J. y Sánchez Ramos, M. (1996).** La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia*, vol. 1, año 1. 91-98.
- Udías, A., López Arroyo, A. y Mezcua, J. (1976).** Seismo-tectonics of the Azores-Alborán region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.
- Vidal, F. (1986).** Sismotectónica de la Región Bética-Mar de Alborán. Tesis doctoral. Universidad de Granada.

## Anexo 2

### Datos Geofísicos

#### -2.I. DATOS ESTRATIGRÁFICOS DE SUBSUELO RECOPIADOS PARA AJUSTAR LA MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

##### -2.II. Materiales aluviales cuaternarios

###### *-A. Depresión del Guadalentín:*

- **Fuente:** Sondeos de investigación de aguas subterráneas y agrícola (ITGE, 1997): En la Fig. II-1 se muestran los sondeos superficiales que aportan información sobre potencia de materiales cuaternarios en el sector de la DG próximo a la localidad de Lorca. Estos sondeos muestran un aumento de potencia desde el centro de la depresión hacia la traza de la FAM. Los menores espesores se dan en la zona central y en el Sureste de la depresión. Los sondeos situados en la zona central llegan a cortar el basamento de Bético Interno a menos de 200 metros de profundidad. Hacia el SO, cerca de Puerto Lumbreras y flanqueando la Sª de Enmedio existen varios sondeos que perforan el basamento a más de cien metros. Los sondeos próximos a la FAM muestran potencias de materiales aluviales cuaternarios que superan los 250 metros a menos de 1 km de la traza del CSL. Asimismo, varios sondeos señalan la existencia de un basamento más somero en la zona central del valle.

- **Fuente :** Aellen, 1990: Este autor estudia la estratigrafía de los corredores cuaternarios situados al Este y al Sureste de Pto. Lumbreras. En la zona del corredor de Pulpí identifican 25 m de arenas, gravas y limos aluviales. En la zona de Almendricos 50 m de los mismos materiales.

###### *-B. Cuenca de Hinojar*

-**Fuente:** De Larouzière et al., 1987: En ese trabajo identifica una potencia de 500 metros de depósitos pliocenos y cuaternarios, aunque no especifican la potencia de gravas y arenas aluviales.

##### -2.III. Materiales Neógenos

###### *-A. Cuenca de Lorca*

- **Fuente:** Montenat, 1973 y capítulo 2.4.2. de este estudio: Se identifican variaciones importantes de potencia en función del sector de la cuenca en que nos encontremos. En el sector suroccidental atravesado por el perfil de Lorca la secuencia normal es la siguiente:

- Serravaliense-Tortonense I: Conglomerados rojos con matriz margoarenosa: 60-100 m.
- Tortonense II: Calcarenititas : 50 m.
- Tortonense II-Messiniense.: Margas pelágicas, yesos y margas de Fortuna: 1.000-1.200 m.
- Total máximo: 1.350 m.

###### *-B. Cuenca de Hinojar*

-**Fuente:** Larouzière et al., 1987: Estos autores realizaron una columna estratigráfica obteniendo las siguientes potencias:

- Tortonense I: Conglomerados rojos: 100-200 m
- Tortonense II: Margas pelágicas: 500-800 m.
- Tortonense II-Messiniense: Megabrecha de Hinojar: 300-400 m.

- Messiniense: Margas: 100-150 m.
- Total máximo: 1.550 m.

*-C. Cuenca Alhama-Fortuna (borde Sureste)*

- **Fuente: Montenat et al., 1990d:** Identifica la siguiente sucesión neógena al Noroeste de la FAM:

- Tortonense I: Conglomerados rojos: 250 m.
- Tortonense II: Margas pelágicas: 200 m.
- Tortonense II: Margas amarillas de Fortuna: 400 m.
- Messiniense: Yesos de Librilla: 250 m.
- Messiniense-Plioceno?: Conglomerados fluviales, margas y arenas: 330 m.
- Total máximo: 1.550 m.

*-D. Borde Norte de Sierra de Carrascos*

**Fuente: Montenat et al., 1990d:** En la misma transversal que la serie de la cuenca Alhama-Fortuna que se acaba de describir levantaron la siguiente columna:

- No aparece el Tortonense I.
- Tortonense II: Conglomerados de materiales metamórficos: 50 m.
- Tortonense II: Conglomerados y areniscas: 100m.
- Messiniense: Margas grises: 250 m.
- Messiniense-Plioceno: Areniscas y conglomerados: 250 m.
- Total máximo: 650 m.

*-E. Sector Este y Sur de Puerto Lumbreras*

**Fuente: Aellen, 1990:** Este autor levantan dos columnas diferentes:

**Corredor de La Hoya:**

- Tortonense I : Conglomerados, arenas y margas: 250 m.
- Tortonense II : Conglomerados, arenas y margas: 45 m.
- Messiniense : Conglomerados y margas: 30 m.
- Total: 325 m.

**Corredor de Almedricos:**

- Tortonense I : Conglomerados: 20 m.
- Tortonense II : Arenas, margas y calizas con intercalaciones volcánicas: 70 m.
- Messiniense-Plioceno: Margas: 40 m.
- Plioceno: brechas, conglomerados y arenas: 50 m.
- Total: 180 m.

*-F. Zona central de la depresión del Guadalentín.*

-**Fuente: IGME, 1975:** En sondeos realizados al Sureste de Lorca se identifican Únicamente las margas del Tortonense II – Messiniense (hasta 800 m) situadas directamente encima del basamento Bético Interno.

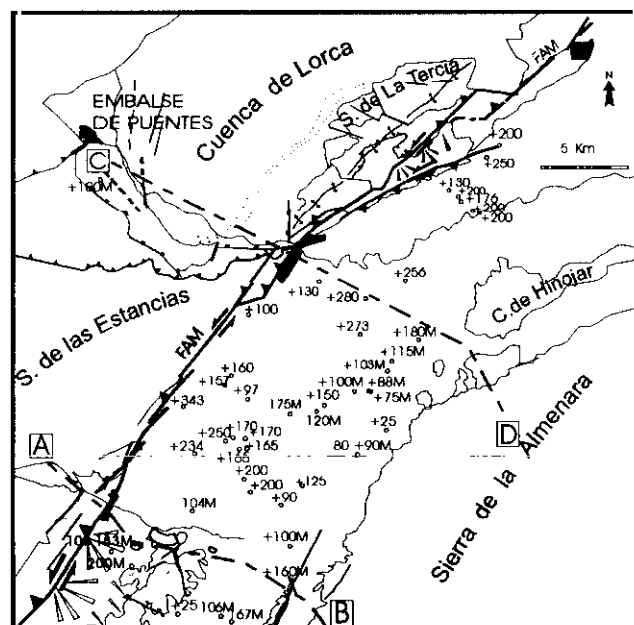


Fig. II-1: Mapa de sondeos superficiales en el tramo medio del Valle del Guadalentín. Junto a cada sondeo se ha señalado la potencia atravesada de cuaternario aluvial (sin letra) y de mioceno (letra M).

## -2.2. DATOS GRAVIMETRICOS

Listados de datos gravimétricos utilizados para la realización del estudio gravimétrico de la depresión del Guadentín (Capítulo 2.7). El error cuadrático medio obtenido a partir de las repeticiones realizadas es de 0.31 mGals.

*Tabla 2-I: Perfil de Puerto Lumbreras*

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
953	1	615104	4170474	326.00	979878.75	979963.51	-20.6
975	2	614240	4153645	326.79	979889.53	979950.26	3.55
975	3	614705	4153414	333.74	979887.29	979950.08	2.86
975	4	615200	4153186	335.70	979886.39	979949.89	2.5
975	5	615555	4152916	349.64	979885.03	979949.67	4.1
975	6	615608	4152643	351.57	979884.97	979949.46	4.7
975	7	615936	4152152	366.52	979884.20	979949.07	7.2
975	8	616193	4152063	383.46	979881.34	979949.00	7.8
975	9	616450	4151754	407.40	979878.40	979948.75	10.1
975	10	616614	4151438	434.34	979872.81	979948.50	10.1
975	2	614240	4153645	326.00	979890.19	979950.26	4.5
975	11	613963	4153769	325.21	979889.64	979950.36	3.2
975	12	613644	4153941	323.16	979887.18	979950.50	0.2
975	13	613060	4154244	326.11	979884.85	979950.75	-1.8
975	14	612635	4154548	331.07	979883.11	979950.99	-2.8
975	15	612115	4154921	337.00	979880.91	979951.29	-4.1
975	16	611605	4154852	339.95	979880.84	979951.24	-3.5
975	17	611036	4154767	343.86	979880.63	979951.18	-2.9
975	18	610627	4154710	343.78	979881.33	979951.14	-2.2
975	3	614705	4153414	335.00	979887.70	979950.08	3.66
953	1	615104	4170474	326.00	979878.75	979963.51	-20.6
975	18	610627	4154710	343.68	979882.11	979951.14	-1.47
975	19	610221	4155012	356.34	979879.84	979951.38	-1.2
975	20	609715	4155134	382.23	979874.55	979951.48	-1.6
975	21	609254	4155468	399.19	979870.00	979951.75	-3.2
975	22	608768	4155577	418.11	979866.26	979951.84	-3.3
975	23	608059	4155486	461.00	979856.81	979951.78	-4.2
975	24	607638	4155555	444.51	979860.29	979951.83	-4.0

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
975	25*	607153	4155736	433.88	979862.69	979951.98	-3.9
975	26*	606688	4155829	438.35	979862.00	979952.06	-3.8
975	18	610627	4154710	345.00	979881.93	979951.14	-1.31
975	27*	606095	4154789	423.31	979859.36	979951.25	-8.6
975	28*	606411	4155173	420.47	979860.51	979951.55	-8.3
975	29*	606746	4155489	418.63	979862.52	979951.79	-6.9
975	30*	606956	4155786	416.40	979864.12	979952.02	-6.0
975	31*	606901	4156201	416.37	979863.97	979952.35	-6.5
975	32*	607242	4156902	415.00	979861.10	979952.90	-10.2
975	33	605337	4157921	455.00	979848.43	979953.72	-15.8
975	34	604608	4158242	467.44	979847.43	979953.98	-14.6
975	35	604939	4158098	467.45	979847.62	979953.86	-14.3
953	1	615104	4170474	326.00	979878.75	979963.51	-20.6
975	36	606321	4155854	423.65	979857.98	979952.08	-10.8
975	37	605762	4156071	434.04	979852.30	979952.26	-14.6
975	38	605506	4156331	436.35	979850.76	979952.47	-15.88
975	39	605287	4156676	439.65	979848.72	979952.74	-17.5
975	40	604968	4157026	450.00	979846.18	979953.02	-18.3
975	41	605218	4157444	450.09	979845.82	979953.35	-19.0
975	42	604325	4158470	470.29	979845.26	979954.16	-16.2
975	43	603887	4158716	483.45	979843.79	979954.36	-15.3
975	44	603550	4159073	492.72	979842.21	979954.65	-15.4
975	45	603270	4159360	496.82	979841.45	979954.87	-15.7
975	46	602914	4159573	505.94	979839.94	979955.05	-15.5
975	47	602563	4159973	517.06	979837.87	979955.36	-15.7
975	48	601924	4160234	531.18	979834.68	979955.58	-16.4
975	38	605506	4156331	439.55	979850.66	979952.47	-15.35
975	49	610218	4155647	357.74	979876.74	979951.88	-4.8
975	50	610186	4156584	364.83	979874.55	979952.62	-6.3
975	51	609536	4157478	372.91	979870.25	979953.33	-9.7
975	52	607939	4157628	408.00	979860.09	979953.46	-13.1
975	53	607690	4157167	410.00	979860.62	979953.10	-11.8
975	54	608315	4158188	400.67	979861.95	979953.90	-13.1
975	55	608633	4158765	392.00	979863.16	979954.35	-14.1

(\*): Estaciones utilizadas en el perfil auxiliar.

Tabla 2-II: Perfil de Lorca

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
953	2	615320	4171100	329	979879.4	979964	-19.8
953	3	615056	4171339	337	979880.1	979964.2	-17.6
953	4	614581	4171297	351	979878.3	979964.2	-16.4
953	5	614105	4171227	352	979877.5	979964.1	-17.1
953	6	613572	4171320	352	979876.6	979964.2	-17.9
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
953	7	615858	4170450	320	979880.4	979963.5	-20
975	8	621571	4167208	278	979902.1	979960.9	-3.9
975	9	620962	4167454	285	979898.1	979961.1	-6.9
975	10	620341	4167633	286	979894.8	979961.2	-10.2
975	11	619899	4167899	289	979893.1	979961.4	-11.5
975	12	619459	4168335	294	979892.6	979961.8	-11.4
975	13	618819	4168681	298	979889.4	979962.1	-14
975	14	618506	4168802	302	979887.6	979962.2	-15.2
975	15	618048	4169129	307	979884.6	979962.4	-17.4
975	16	617743	4169562	314	979882.6	979962.8	-18.4
975	17	617316	4169928	316	979881.4	979963.1	-19.5
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
953	18	613297	4171211	350	979877.2	979964.1	-17.76
953	19	613086	4171208	358	979876.3	979964.1	-17.1
953	20	612690	4171311	369	979873.4	979964.2	-17.8
953	21	612074	4171608	379	979871.1	979964.4	-18.6
953	22	611550	4171731	367	979872.8	979964.6	-19.4
953	23	611059	4171817	370	979870.6	979964.6	-21
953	24	610850	4171903	379	979867.2	979964.6	-22.7
953	25	610454	4172106	375	979867.8	979964.8	-23.1
953	26	610103	4172245	383	979865.7	979964.9	-23.9
953	27	609867	4172493	372	979866	979965.1	-25.8
953	18	613297	4171211	350	979877.2	979964.1	-17.76
953	28	612359	4171522	360	979872.6	979964.3	-20.6
953	27	609867	4172493	372	979864.8	979965.1	-27
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
953	29	609553	4172675	370	979864.3	979965.3	-28.19



Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
953	30	609107	4172831	378	979862.6	979965.4	-28.5
953	31	608624	4173305	379	979862.8	979965.8	-28.5
953	32	608103	4173727	380	979862.8	979966.2	-28.6
953	33	607624	4173793	384	979862.4	979966.3	-27.9
953	34	607202	4173982	400	979859.3	979966.4	-28.2
953	35	606683	4174002	427	979855.2	979966.4	-27.1
953	36	606354	4174457	402	979859.8	979966.8	-27.6
953	37	606304	4174851	400	979859.5	979967.1	-28.8
953	38	606031	4175235	401	979858.6	979967.4	-29.7
953	39	605694	4175601	408	979857.1	979967.7	-29.9
953	40	605233	4176302	419	979854.4	979968.3	-31.3
953	29	609553	4172675	370	979864.3	979965.3	-28.15
953	41	616371	4170400	319	979879.8	979963.4	-20.9
953	42	616912	4170189	314	979881.1	979963.3	-20.2
953	43	616677	4170416	316	979880.5	979963.4	-20.8
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
975	44	621571	4167255	275	979901.9	979960.9	-4.69
975	45	621944	4167121	285	979900.9	979960.8	-3.8
975	46	622534	4167064	293	979900.2	979960.8	-2.9
975	47	623020	4167016	301	979900	979960.8	-1.5
975	48	623486	4166875	310	979898.8	979960.6	-0.8
975	49	623895	4166558	320	979896.9	979960.3	-0.2
975	50	624443	4166326	326	979895.1	979960.2	-0.9
975	51	624809	4166326	337	979892.9	979960.2	-0.9
975	52	625071	4165671	349	979890.3	979959.6	-0.7
975	53	625331	4165208	374	979884.6	979959.2	-0.9
975	54	625638	4164676	398	979880.5	979958.8	0.1
975	55	626099	4164212	428	979877.3	979958.5	3.1
975	56	626540	4163738	459	979874.1	979958.1	6.4
975	57	626705	4163329	530	979861.4	979957.8	8.2
975	58	627036	4162970	575	979852.3	979957.4	8.3
975	59	627139	4162594	604	979846.8	979957.1	8.7
975	44	621571	4167255	275	979901.9	979960.9	-4.72
953	60	614774	4171665	340	979882.6	979964.5	-14.9
953	61	614352	4171730	338	979881.8	979964.5	-16.3
953	62	614027	4172004	340	979879.1	979964.8	-18.6
953	63	613590	4172087	343	979877.4	979964.8	-19.8

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
953	64	613337	4171712	346	979877.3	979964.5	-19.1
953	65	612797	4171772	349	979875.8	979964.6	-19.9
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
975	66	619868	4167701	294	979892.9	979961.3	-10.48
975	67	619005	4167830	298	979890.3	979961.4	-12.5
975	68	618384	4168051	301	979888.3	979961.6	-14.1
975	69	617852	4168559	309	979885.1	979962	-16.2
975	70	616911	4169566	320	979880.3	979962.8	-19.5
975	71	617369	4169109	316	979882.6	979962.4	-17.7
975	72	615950	4169861	329	979878.4	979963.1	-19.9
975	73	616495	4169578	324	979879.5	979962.8	-19.5
975	66	619868	4167701	294	979893.1	979961.3	-10.39
953	74	615488	4170309	330	979878.3	979963.4	-20.2
953	75	612609	4172114	365	979873.1	979964.8	-19.9
953	76	612042	4172239	368	979871.1	979964.9	-21.3
953	77	611522	4172360	378	979866.9	979965.1	-23.6
953	78	609777	4173216	379	979863.1	979965.8	-28
953	79	609282	4173368	381	979862.9	979965.8	-28
953	1	615104	4170474	327	979878.8	979963.5	-20.4
953	80	609023	4173832	400	979859.1	979966.3	-28.4
953	81	608761	4174384	420	979855.5	979966.6	-28.5
953	82	608758	4174963	420	979854.1	979967.1	-30.3
953	83	608707	4175183	415	979856.5	979967.3	-28.9
953	84	608580	4175461	430	979852.2	979967.5	-30.7
953	85	608227	4175919	470	979845.1	979967.8	-30.1
953	86	608332	4174759	401	979859.7	979966.9	-28
953	87	608396	4173769	384	979864.3	979966.2	-26.4
953	88	610347	4173110	380	979863.1	979965.6	-27.9
953	89	611280	4172661	374	979866.6	979965.3	-25.2

Tabla 2-III: Perfil de Librilla

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
953	1	615104	4170474	326	979878.75	979963.51	-20.6
933	2	644706	4194515	168	979943.93	979982.10	-5.0
933	3	645136	4193849	162	979944.41	979981.57	-5.22
933	4	645442	4193504	155	979946.51	979981.30	-4.2
933	5	645781	4193105	146	979948.66	979980.98	-3.6
933	6	646142	4192592	136	979950.59	979980.57	-3.2
933	7	646428	4192182	148	979949.07	979980.24	-2.0
933	8	647286	4192529	159	979948.53	979980.50	-0.7
933	9	648632	4192624	199	979941.90	979980.56	0.7
933	10	648805	4192199	255	979930.75	979980.22	0.9
933	11	649002	4191765	322	979917.22	979979.87	0.9
933	12	649343	4191412	385	979906.63	979979.59	3.2
933	13	649927	4191120	560	979871.26	979979.35	2.5
933	14	645109	4194813	165	979945.34	979982.33	-4.5
933	3	645136	4193849	160	979944.70	979981.57	-5.36
933	15	645009	4195370	176	979943.97	979982.78	-3.98
933	16	644885	4195837	190	979941.47	979983.15	-4.3
933	17	644692	4196386	200	979939.15	979983.58	-5.0
933	18	644342	4196728	210	979937.74	979983.86	-4.7
933	19	643857	4196682	207	979937.82	979983.83	-4.9
933	20	643465	4197052	258	979925.62	979984.12	-7.6
933	21	643201	4197496	279	979919.84	979984.48	-9.5
933	22	642992	4198087	308	979911.24	979984.95	-13.0
933	23	643072	4198687	321	979907.52	979985.42	-14.5
933	24	642925	4199082	337	979903.66	979985.74	-15.6
933	25	642628	4199569	327	979905.15	979986.12	-16.5
933	26	642225	4199789	332	979903.97	979986.30	-17.0

Hoja	Estación	X utm (metros)	Y utm (metros)	Cota (metros)	g observada (mGals)	g normal (mGals)	Bouguer (mGals)
933	27	641703	4200326	336	979902.48	979986.73	-17.9
933	28	641432	4200948	372	979894.68	979987.23	-19.3
933	29	641158	4201324	352	979898.91	979987.53	-19.3
933	30	640791	4201928	322	979905.55	979988.01	-19.1
933	31	641073	4202462	327	979903.86	979988.43	-20.2
933	15	645009	4195370	177	979944.17	979982.78	-3.8



## Anexo 3

### Datos estructurales

**Tabla 3-I:** Listado de resultados obtenidos de la aplicación del método de inversión de esfuerzos de reches. FIBRAS\* son las estaciones de venas de cizalla medidas en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia (capítulo 2.4.5). SUR ALMERIA es la población de fallas con actividad cuaternaria en el sector Adra-Berja-Dalías (Capítulo 3.5.4). NF: n° de fallas que se ajustan al tensor de esfuerzos calculado. P: población que se ajusta a un único tensor (U) o a varios tensores (A,B). Shmax: Orientación del máximo esfuerzo compresivo en la horizontal. EJ: mayor eje de esfuerzos del tensor en la horizontal (1:  $\sigma_1$ , 2:  $\sigma_2$ ). Dej: dispersión en la orientación del eje que define Shmax. R: factor de forma del tensor de esfuerzos  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ . I  $\sigma_1$ : Inmersión del eje principal de esfuerzos máximo. SI $\sigma_1$ : Sentido de inmersión del eje principal de esfuerzos máximo. I  $\sigma_2$ : Inmersión del eje principal intermedio de esfuerzos. SI $\sigma_2$ : Sentido de inmersión del eje principal de esfuerzos intermedio. I  $\sigma_3$ : Inmersión del eje principal mínimo de esfuerzos. SI $\sigma_3$ : Sentido de inmersión del eje principal de esfuerzos mínimo. SMX/SMN: Cociente entre las magnitudes relativas de Shmax y Shmin del tensor solución. PMA: Ángulo medio de desviación de los ejes principales en grados. SLIP: Ángulo medio de desviación entre la fibra real y la teórica deducida a partir del tensor calculado (en grados). FRIC: Coeficiente de fricción medio del tensor de esfuerzos deducido (en grados). Dfric: Desviación del coeficiente de fricción. COH: Cohesión. ECM: Error cuadrático medio de la solución. FX: Número de fallas del total de la población explicadas por el tensor solución. CAL: índice de calidad. Se ha utilizado el índice de calidad de un tensor de Simón et al. (1996), que viene dado por

$$CAL: (7/\alpha) * (t/(t+n)) * (1-(4/t)) * (c/t),$$

Donde:

$\alpha$  es el ángulo medio en grados entre las estrías teóricas y las calculadas.

t es el número de fallas explicadas por el tensor.

n es el número de fallas de la población no explicadas por ningún tensor

c es el número de fallas que cumplen el criterio mecánico de Mohr-Coulomb [ $\tau \geq \sigma_n * \tan(25^\circ)$ ]

Los valores 7 y 4 se establecen para que el índice de calidad oscile entre un intervalo de 0 y 1. Según Simón et al (op cit), los tensores en función de este índice de calidad puede dividirse en:

Rechazables: CAL: 0

Mediocres:  $0 < CAL < 0.1$

Buenos:  $0.1 < CAL < 0.4$

Muy Buenos:  $0.4 < CAL < 0.7$

Excelentes:  $CAL > 0.7$



Tabla 3-1

EST	N F	P	Shmax	EJ	Dej	R	$I o_1$	$S l o_1$	$l o_2$	$S l o_2$	$l o_3$	$S l o_3$	SMX/SMN	PMA	SLIP	FRIC	Dfric	COH	ECM	F. EX.	CAL.	X (UTM)	Y (UTM)
FIBRAS 1	23	U	175,4	1	10	0,14	8	355	4	86	80	205	1,429915	16,99	9,09	0,2	0,03	0,209	4,59	13	0,19	619000	4173650
FIBRAS 2	25	U	171,9	1	5	0,24	9	353	44	92	44	254	2,182228	26,97	13,42	0,4	0,04	0,928	13,64	19	0,17	619700	4173830
FIBRAS 3	23	A	145,6	1	13	0,3	11	237	51	72	35	228	1,81848	29,08	20,86	0,3	0,03	0,0286	10,8	20	0,12	620000	4174210
FIBRAS 3	21	B	62,6	2	12	0,59	66	233	22	65	4	333	1,98789	26,17	23,62	0,4	0,04	0,0404	9	15	0,09	620000	4174210
FIBRAS 5	24	U	172,3	1	16	0,16	1	172	2	262	87	40	1,40737	20,9	15,7	0,2	0,03	0,045	6,69	14	0,11	620500	4174500
FIBRAS 4	21	U	173,2	1	25	0,32	10	355	37	93	50	252	1,6232	25,9	16,56	0,3	0,04	0,08	10,9	11	0,09	621235	4174150
FIBRAS 6	8	U	16,4	1	31	0,69	5	15	6	284	81	141	1,1231	21,5	17,09	0,2	0,04	0,045	6,69	7	0,08	622620	4175010
SUR ALME	23	U	124,3	2	48	0,06	84	274	3	126	2	36	1,76315	20	15	1,2	0,08	0,01	6,77	29	0,30	Area	Area

**Figuras 3-I a 3-VI:** Representaciones gráficas de los resultados obtenidos mediante la aplicación del método de inversión de esfuerzos de Reches sobre las estaciones de medida de venas de cizalla postmessinienses en la zona de falla de Alhama de Murcia.

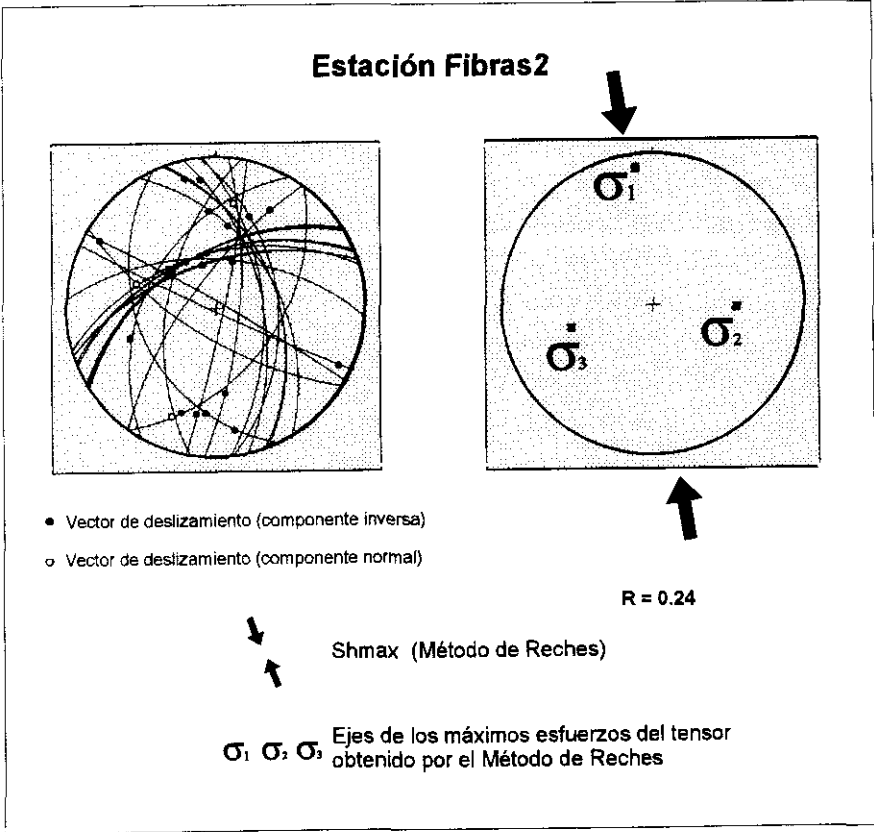
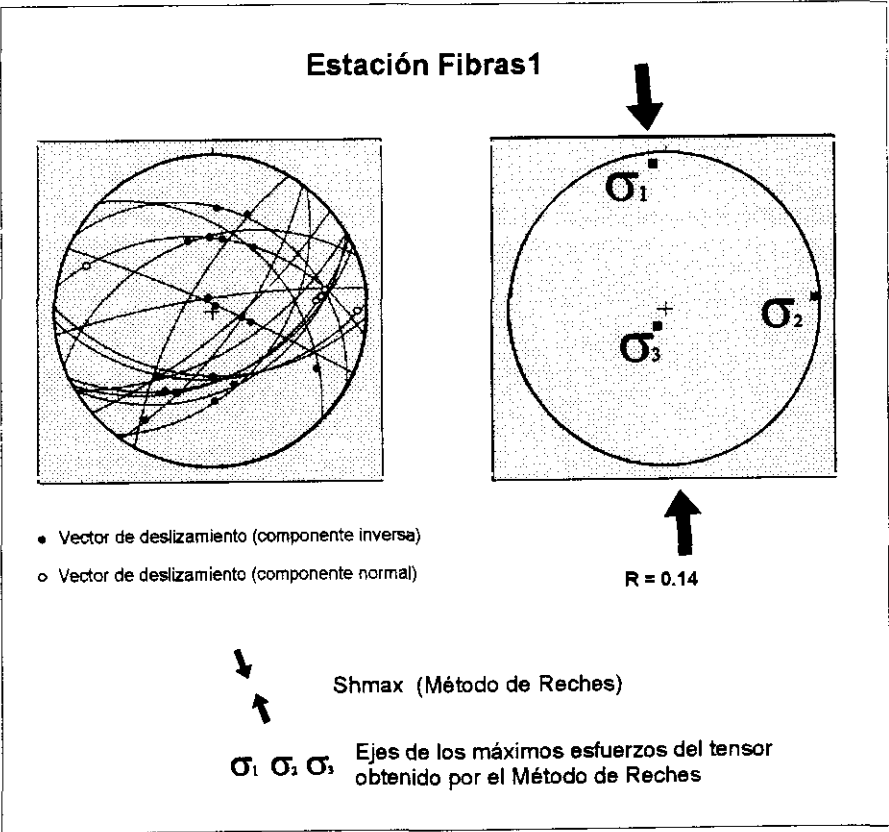


Figura 3-I

Figura 3-II

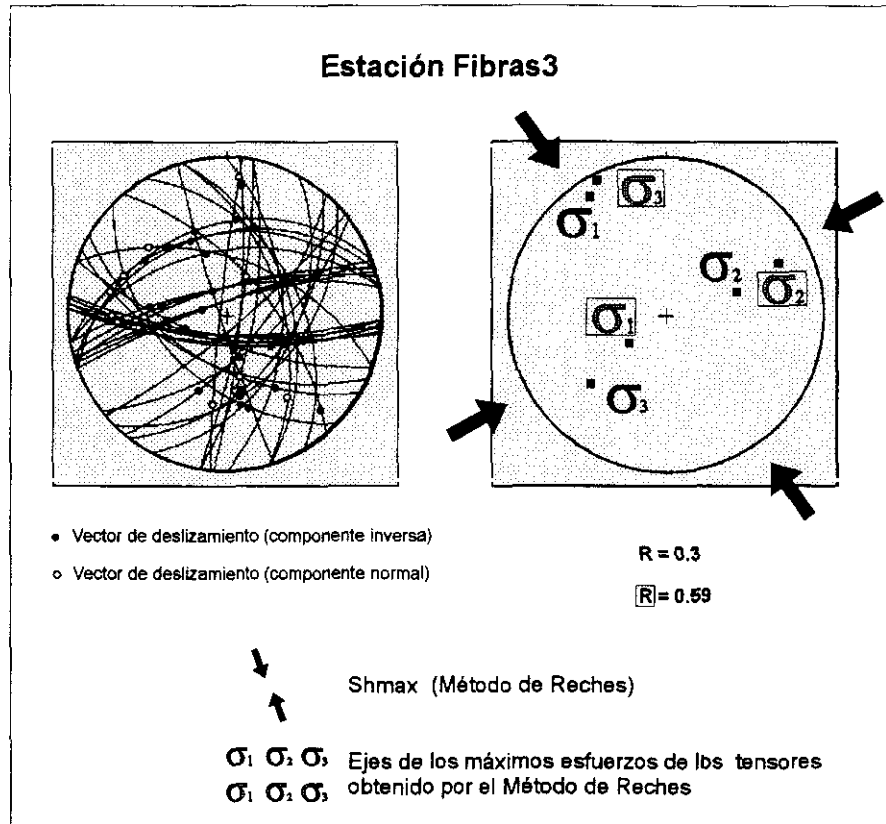


Figura 3-III

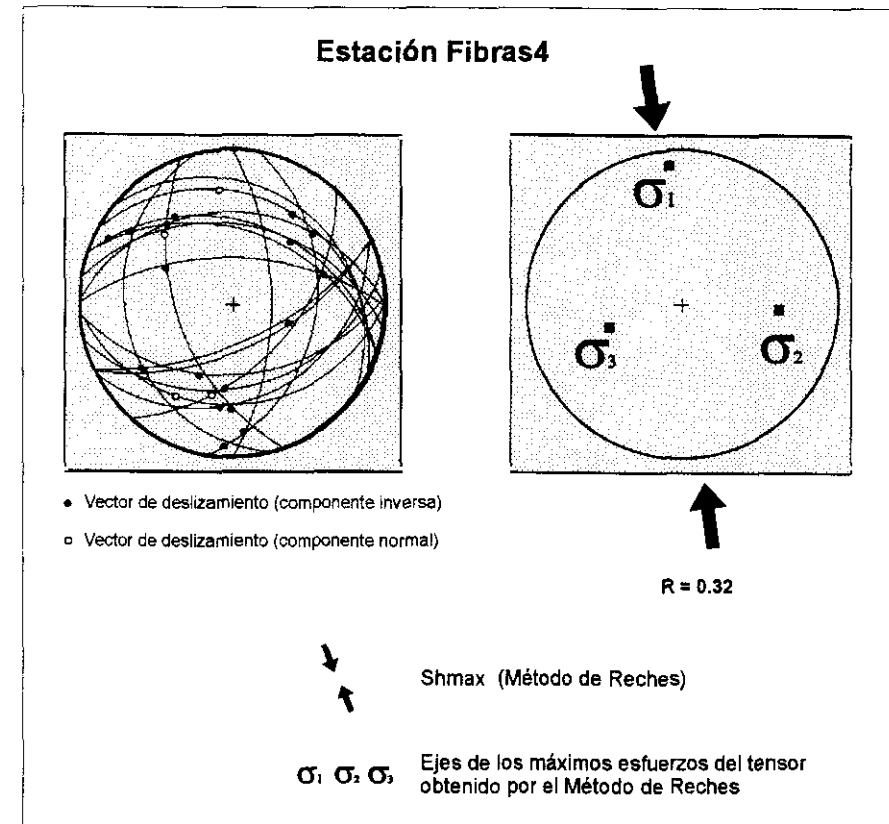


Figura 3-IV

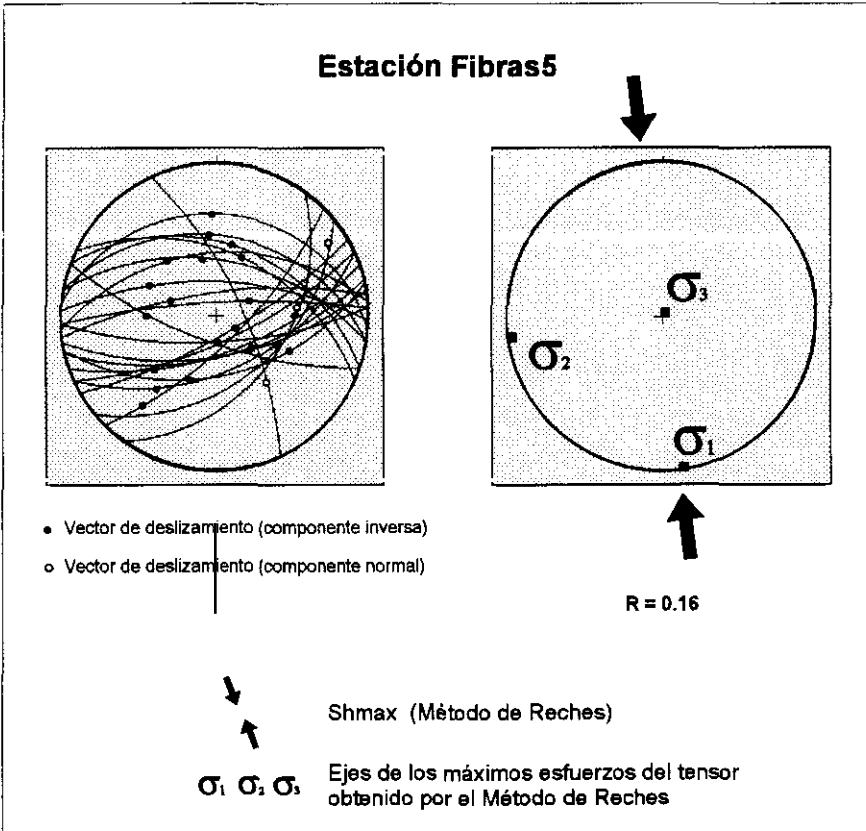


Figura 3-V

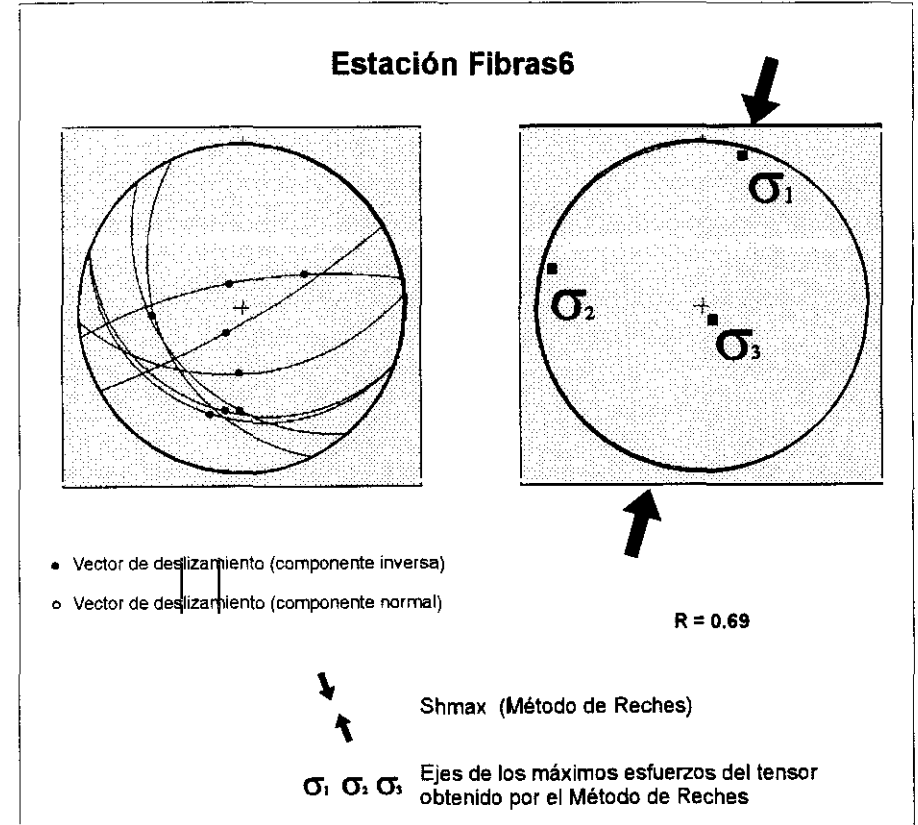


Figura 3-VI



## Anexo 4

## Bibliografía utilizada en la cartografía de síntesis

Álvarez, F. (1987). La tectónica de la Zona Bética en la Región de Águilas. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

Armijo, R. (1977). La zona des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Paris VII. 229 pp.

Ayora, C., De Las Cuevas, J. García Veigas, L., Miralles, J.J., Pueyo, J. y Teixidor, P. (1993). Evaporitas. *Investigación y Ciencia*. Octubre 1993, 70-76.

Baena Pérez, J. y Jerez, L. (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). Instituto Geológico y Minero de España. *Colección Informe*, 256 pp.

Baena, J., García Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A. y Wandossell, J. (1982). Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E.1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses. 105 pp., ITGE (Madrid).

Baena, J., Barranco L.M., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Somoza, L., Bardají, T., Estevez, A., Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1993). Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia 1:200.000 y 1:100.000. ITGE-CARM.

De Smet, M.E.M. (1984). Origin of the Crevillente Fault Zone (Betic Cordilleras, southern Spain). Ph. D. Thesis, Free University of Amsterdam, Free University Press, Amsterdam.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1984). Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la tectónica. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*. 5: 449-455.

Guillén Mondéjar, F. (1994). La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos. Tesis doctoral, Univ. de Murcia, 467p.

Hermes J. J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios geol.*, 41, 157-176.

ITGE (1974a). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 954: Totana.

ITGE (1974b). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 975: Puerto Lumbreras (1974).

ITGE (1974c). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 997: Águilas.

ITGE (1974d). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 976: Mazarrón.

ITGE (1974e). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 997: Águilas.

ITGE (1974f). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1015: Garrucha.

ITGE (1974g). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1032: Mojácar.

ITGE (1975a). Estudio hidrogeológico de la Cuenca Baja del Segura. Informe técnico n° 5. Valle del Guadalentín.

ITGE (1975b). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1013: Macael.

ITGE (1975c). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1014: Vera.

ITGE (1975d). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1030: Tabernas.

ITGE (1977a). Cartografía geológica 1:50.000. 952: Vélez-Blanco.

ITGE (1979a). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja 951: Orce

ITGE (1979b). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 973: Chirivel.

ITGE (1979c). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 974: Vélez-Rubio.

ITGE (1979d). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 993: Gor.

ITGE (1979e). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 995: Cantoria.

ITGE (1979f). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 995: Cantoria.

ITGE (1979g). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1029: Gérgal.

ITGE (1979h). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1012: Fíñana.



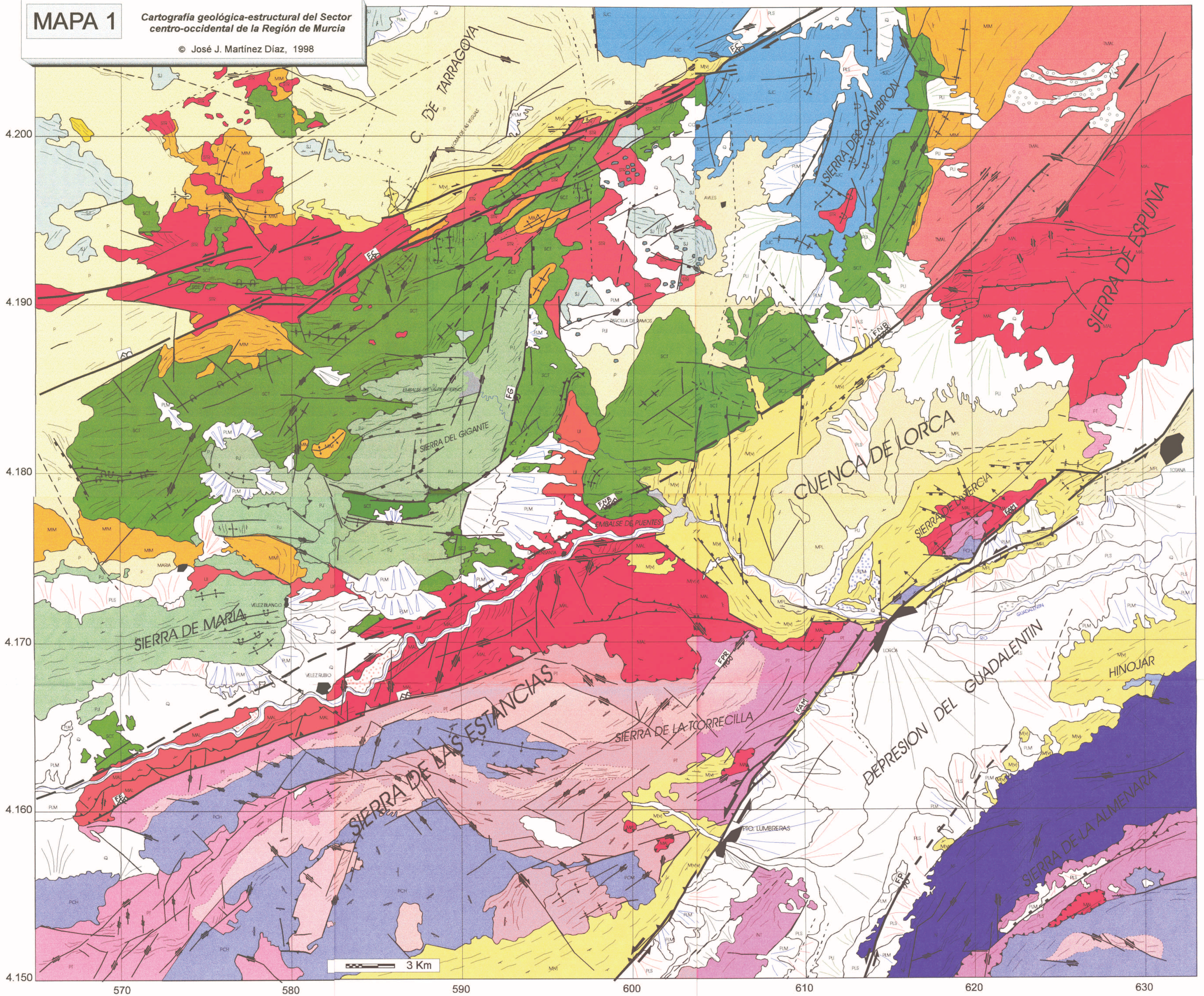
- ITGE (1979i).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1042: Lanjarón.
- ITGE (1980a).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 996: Huércal-Overa.
- ITGE (1980b).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 994: Baza.
- ITGE (1980c).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 996: Huércal-Overa.
- ITGE (1980d).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1010: La Peza.
- ITGE (1980e).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1011: Guadix.
- ITGE (1980f).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1026: Padul.
- ITGE (1980g).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1027: Güejar-Sierra.
- ITGE (1980h).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1031: Sorbas.
- ITGE (1981a).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1028: Aldeire.
- ITGE (1981b).** Cartografía 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1055: Motril.
- ITGE (1981c).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1056: Albuñol.
- ITGE (1981d).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1041: Dúrcal.
- ITGE (1981e).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 953: Lorca.
- ITGE (1983a).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1043: Berja.
- ITGE (1983b).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1044: Alhama de Almería.
- ITGE (1983c).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1045: Almería.
- ITGE (1983d).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1046: Carboneras.
- ITGE (1983e).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1057: Adra.
- ITGE (1983f).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1058: Roquetas de Mar.
- ITGE (1985).** Mapa Hidrogeológico de España. E.1:200000. Hoja N°: 79 (Murcia).
- ITGE (1986).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 992: Moreda.
- ITGE (1988).** Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna. Hoja: 1009: Granada.
- Martín-Martín, M. Martín-Algarra, A. y Serra Kiel, J. (1997).** El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4).
- Montenat, C. (Coordinador) (1990).** Les bassins neogenes du domaine bétique oriental (Espagne). . *Doc. et Trav. I.G.A.L* 12-13. 390 pp.
- Oliveros, M.A. (1987).** Estudio tectónico-cinemático de la fracturación reciente en el borde oriental y suroriental de la Sierra de Las Estancias (Murcia y Almería). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano F. (1990).** Le couloir des Alpujarras. *Doc. Et Trav. IGAL* 12-13: 87-100.
- Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992).** Onshore néogène stratigraphy in the north of the Alboran sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. En: (A. Madonado Ed.), *The Alboran Sea. Geo-Mar.Lett.* 12 (2/3), 123-128.
- Rodríguez Fernández, J. y Martín Penela, A. J. (1993).** Néogène evolution of the Campo de Dalías and the surroundings offshores areas (Northeastern Alboran Sea. *Geodinámica Acta*, 6-4: 255-270.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985).** A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betics Cordilleras, Spain). *Geol. Rundsch.* 74-3: 642-655.
- Vera, J. A. (1970).** Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza. *Bol. del IGME*, 81-5: 429-462.
- Weijermars, R. (1987).** The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* 9: 139-157.



## MAPA 1

**Cartografía geológica-estructural del Sector  
centro-occidental de la Región de Murcia**

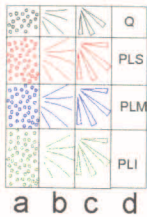
© José J. Martínez Díaz, 1998





## Cordillera Bética / Unidades Neotectosedimentarias Cuaternarias y Formaciones Superficiales

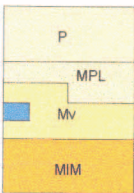
CUATERNARIO	HOLOCENO
	Superior
	Medio
	Inferior
PLEISTOCENO	
PLIOCENO	



- a: Depósitos de terraza
- b: Abanicos aluviales
- c: Glacis
- d: Cuaternario indiferenciado

## Cordillera Bética / Unidades Neotectosedimentarias Terciarias

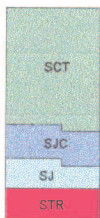
TERCIARIO	PLEISTOCENO
	SUPERIOR
	INFERIOR
	Medio
	Messiniense
	Tortonense
	Serravaliense
	Langhiense
	Burdigaliense
	Aquitaniense
MIOCENO	
OLIGOCENO	
EOCENO	
PALEOCENO	



- P: Margas, limos, calizas lacustres. Niveles de Conglomerados en el borde Sur de la Cuenca de Tarragona y Sur y Oeste de la S. de Ponce.
- MPL: Conglomerados pligénicos y margas de relleno y colmatación de la Cuenca de Lorca.
- Mv: Conglomerados, margas, calizas, calcarenitas y yesos (secuencia de relleno de las cuencas miocenas de : Lorca, Tarragona, Alhama Fortuna Hinojar y bordes de la Depresión del Guadalentín. (■): Rocas volcánicas riolíticas).
- MIM: Margas, calizas bioclásticas (zona Noroeste) y margas pelágicas (este de Sierra de Ponce)

## Cordillera Bética / Unidades del Subbético (Sensu Stricto)

TERCIARIO	PLEISTOCENO
	NEOG.
	MIOCENO
	OLIGOCENO
	EOCENO
	PALEOCENO
MES.	CRETACICO
JURASICO	
TRIASICO	



- SCT: Margas, calizas margosas, calizas y conglomerados.
- SJC: Margas, calizas margosas, calizas y dolomías (Lías-Cretácico Superior).
- SJ: Calizas, dolomías y calizas margosas.
- STR: Arcillas abigarradas, areniscas dolomías, yesos y carníolas.

## Cordillera Bética / Unidades del Subbético Interno (Penibético)

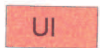
TERCIARIO	PLEISTOCENO
	NEOG.
	MIOCENO
	OLIGOCENO
	EOCENO
	PALEOCENO
MES.	CRETACICO
JURASICO	
TRIASICO	



- PJ: Triásico Sup. - Cretácico: Dolomías, calizas oolíticas, calizas nodulosas y radiolaritas. Cretácico Inf. - Aquitaniense: Margas, margocalizas y calizas organogénicas.

## Cordillera Bética / Unidades Intermedias

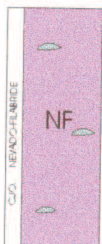
TERCIARIO	PLEISTOCENO
	NEOG.
	MIOCENO
	OLIGOCENO
	EOCENO
	PALEOCENO
MES.	CRETACICO
JURASICO	
TRIASICO	



- UI: Conglomerados, areniscas turbidíticas, arrecifes, margas y olistostromas.

## Cordillera Bética / Unidades Internas

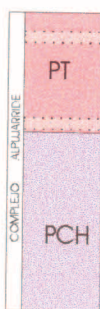
TERCIARIO	PLEISTOCENO
	NEOG.
	MIOCENO
	OLIGOCENO
	EOCENO
	PALEOCENO
MES.	CRETACICO
JURASICO	
TRIASICO	
PERMIICO	
CARBONIFERO	
DEVONICO	
SILURICO	
ORDOVICICO	
CAMBRIICO	
PRECAMBRIICO	



- NF: Micasquistos, cuarcitas y mármoles (= : diabasas)



- INT: Filitas, cuarcitas, pizarras, mármoles, yesos y diabasas.



- PT: Filitas, cuarcitas, yesos y dolomías. (■): Tramos guía cuarcíticos

- PCH: Esquistos, cuarcitas y filitas. (■): Tramos guía cuarcíticos.



- TMAL: Conglomerados, pudingas, calizas de algas arcillas rojas y margas. (Terciario de España).

- MAL: Filitas, cuarcitas, pizarras, conglomerados margas, yesos y dolomías.

## SIMBOLOGIA

- Falla
- Falla posible y/o supuesta
- Lineación neosismotectónica, posible falla oculta afectando materiales neógenos y/o cuaternarios.
- Falla normal.
- Falla inversa.
- Falla de desgarre.
- Plano de cabalgamiento.
- Eje de pliegue anticlinal.
- Eje de pliegue sinclinal.
- Eje de pliegue tumbado sinclinal.
- Eje de pliegue tumbado anticlinal.
- Direcciones de capas y / o esquistosidad.
- Contacto discordante.
- Contacto normal.
- Contacto normal.
- Dirección y buzamiento de la estratificación.
- Dirección y buzamiento subvertical de la estratificación.
- Capas horizontales.
- Dirección y buzamiento invertido de la estratificación..
- Dirección y buzamiento de la esquistosidad.

## Fallas principales

- FAM: Falla de Alhama de Murcia. FNB:F. Norbética. FPR: F. de Peña Rubia. FP: Falla de Palomares. FC: F. de Crevillente. FE: F. de las Estancias. FG: F. del Gigante.

## LEYENDA MAPA1

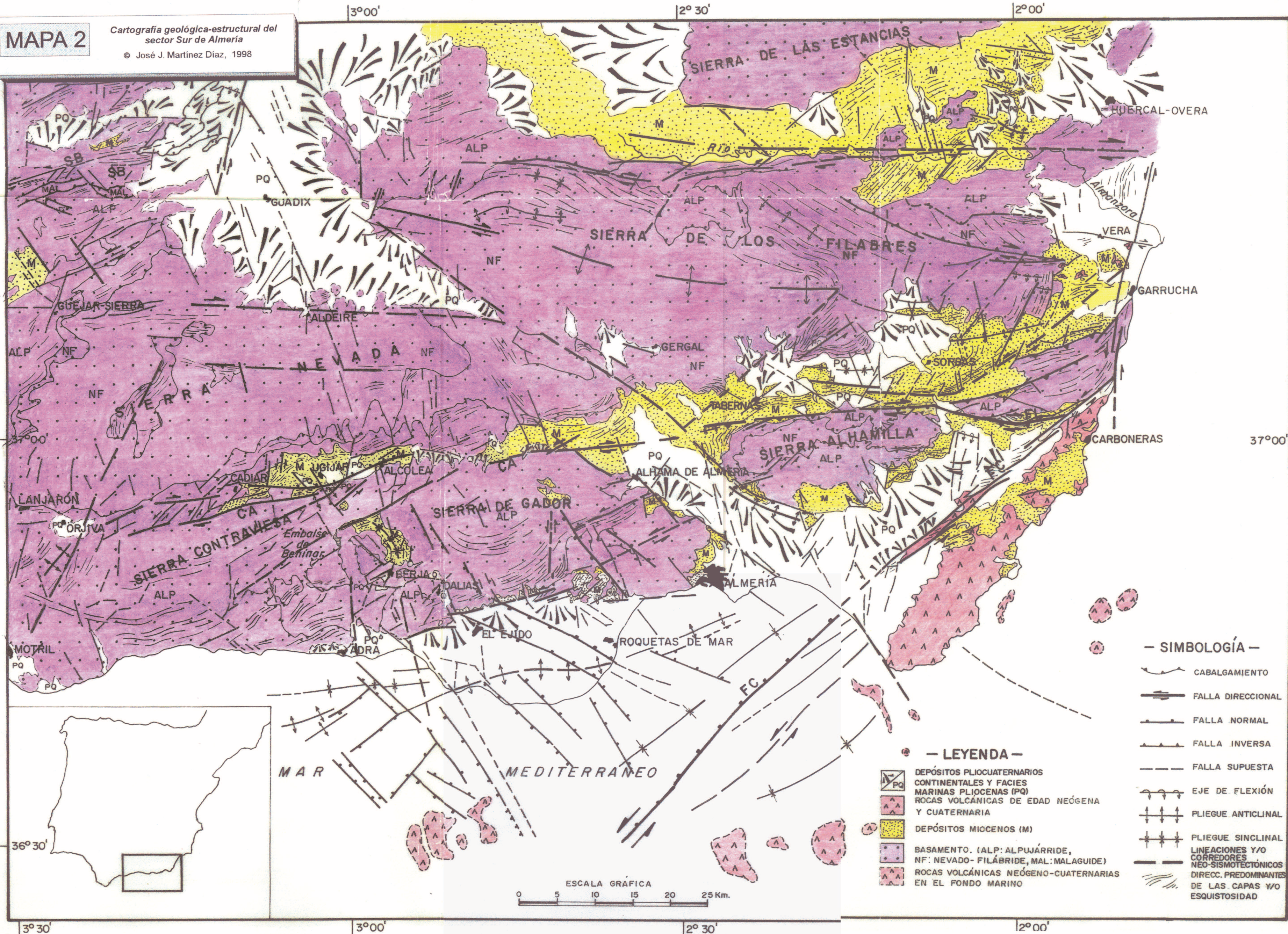
Se han utilizado datos de: Montenat (1990), Alvarez (1987), Armijo (1977), Baena et al. (1993), De Smet (1984), Guillén Mondéjar (1994), Hermes (1985), Oliveros (1987), Weijermars (1987), Martín Martín et al. (1997) así como la cartografía geológica E. 1:50.000 del Instituto Tecnológico Geominero (Serie Magna) hojas: 951, 952, 953, 954, 973, 974, 975, 976, 995, 996, 997 y 998.



# MAPA 2

Cartografía geológica-estructural del sector Sur de Almería

© José J. Martínez Díaz, 1998



## — SIMBOLOGÍA —

- CABALGAMIENTO
- FALLA DIRECCIONAL
- FALLA NORMAL
- FALLA INVERSA
- FALLA SUPUESTA
- EJE DE FLEXIÓN
- PLIEGUE ANTICLINAL
- PLIEGUE SINCLINAL
- LINEACIONES Y/O CORREDORES NEO-SISMOTECTÓNICOS
- DIRECC. PREDOMINANTES DE LAS CAPAS Y/O ESQUISTOSIDAD

## — LEYENDA —

- DEPÓSITOS PLIOCUATERNARIOS CONTINENTALES Y FACIES MARINAS PLIOCENAS (PQ)
- ROCAS VOLCÁNICAS DE EDAD NEÓGENA Y CUATERNARIA
- DEPÓSITOS MIOCENOS (M)
- BASAMENTO. (ALP: ALPUJÁRRIDE, NF: NEVADO-FILÁBRIDE, MAL: MALAGUIDE)
- ROCAS VOLCÁNICAS NEÓGENO-CUATERNARIAS EN EL FONDO MARINO



**ABRIR CONTINUACIÓN MAPAS**





**ABRIR MAPAS**



# MAPA 3

Cartografía geológica-estructural del Sector  
Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia  
y la Sierra de La Tercia.

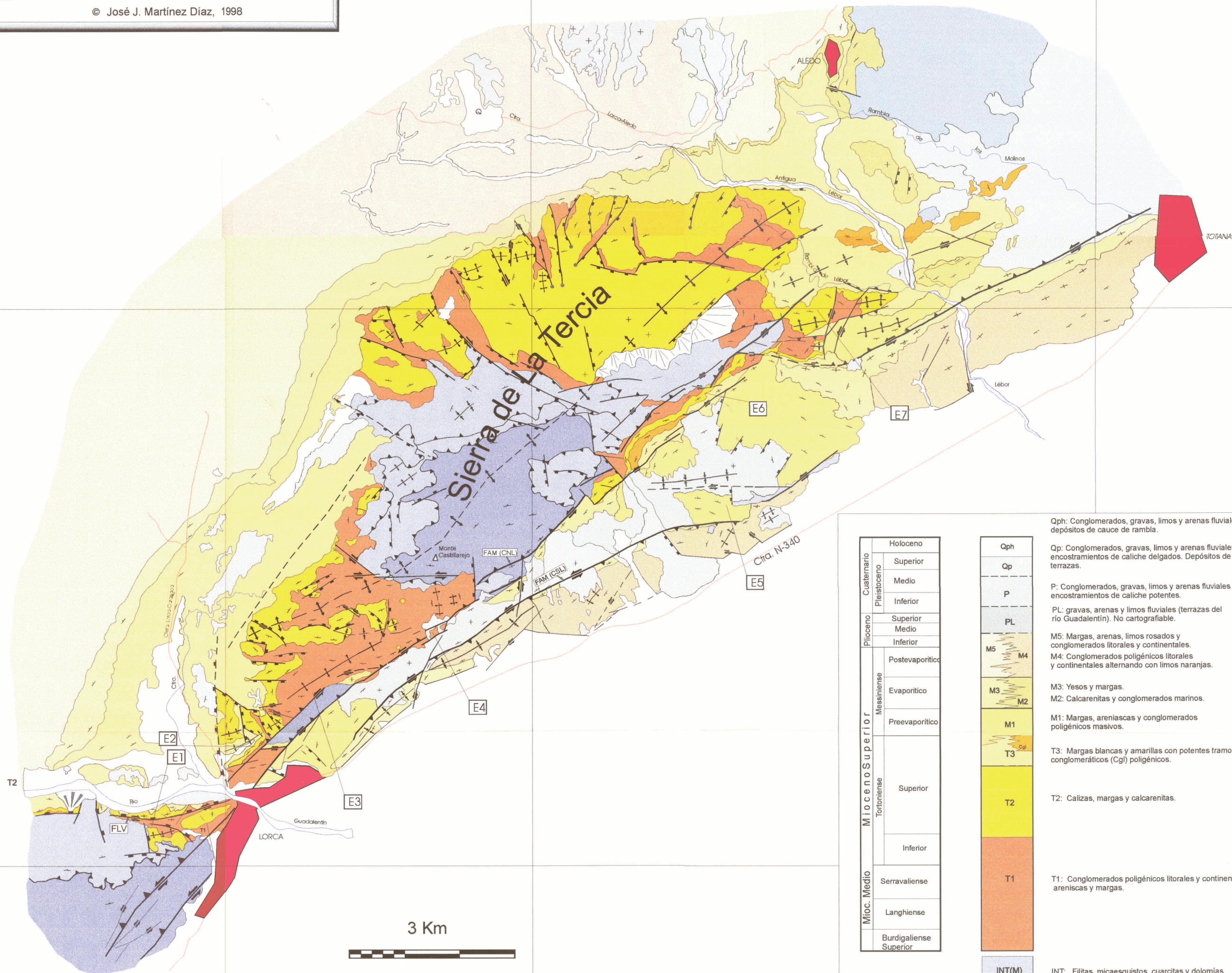
© José J. Martínez Díaz, 1998

4180

4170

610

620



		Holoceno	
		Superior	Inferior
Cuaternario	Pleistoceno		
Plioceno		Superior	Medio
		Medio	Inferior
		Inferior	
Mioceno Superior	Messiniense	Postevaporítico	
		Evaporítico	
		Preevaporítico	
	Tortonense	Superior	
		Inferior	
	Mioc. Medio	Serravaliense	
		Langhiense	
		Burdigaliense Superior	

Qph
Qp
P
PL
M5
M4
M3
M2
M1
T3
T2
T1
INT(M)
INT(A)

Qph: Conglomerados, gravas, limos y arenas fluviales, depósitos de cauce de rambla.

Qp: Conglomerados, gravas, limos y arenas fluviales con encostramientos de caliche delgados. Depósitos de terrazas.

P: Conglomerados, gravas, limos y arenas fluviales con encostramientos de caliche potentes.

PL: gravas, arenas y limos fluviales (terrazas del río Guadalentín). No cartografiable.

M5: Margas, arenas, limos rosados y conglomerados litorales y continentales.

M4: Conglomerados poligénicos litorales y continentales alternando con limos naranjas.

M3: Yesos y margas.

M2: Calcarenitas y conglomerados marinos.

M1: Margas, areniscas y conglomerados poligénicos masivos.

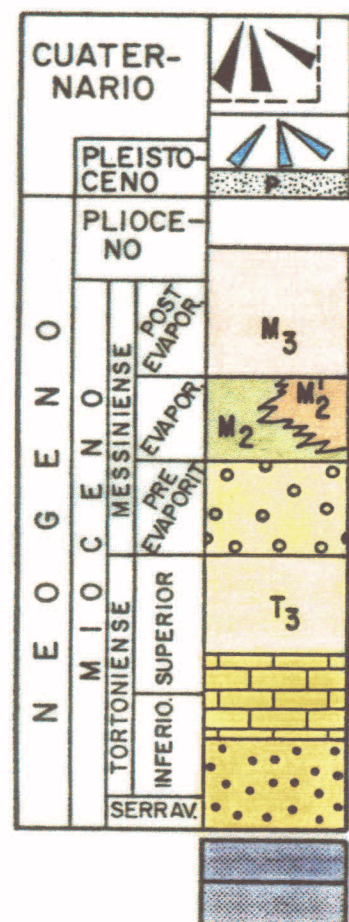
T3: Margas blancas y amarillas con potentes tramos conglomeráticos (Cgl) poligénicos.

T2: Calizas, margas y calcarenitas.

T1: Conglomerados poligénicos litorales y continentales, areniscas y margas.

INT: Filitas, micaesquistos, cuarcitas y dolomías de las unidades internas (Complejo Alpujárride INT(A)) y Complejo Maláguide INT(M).





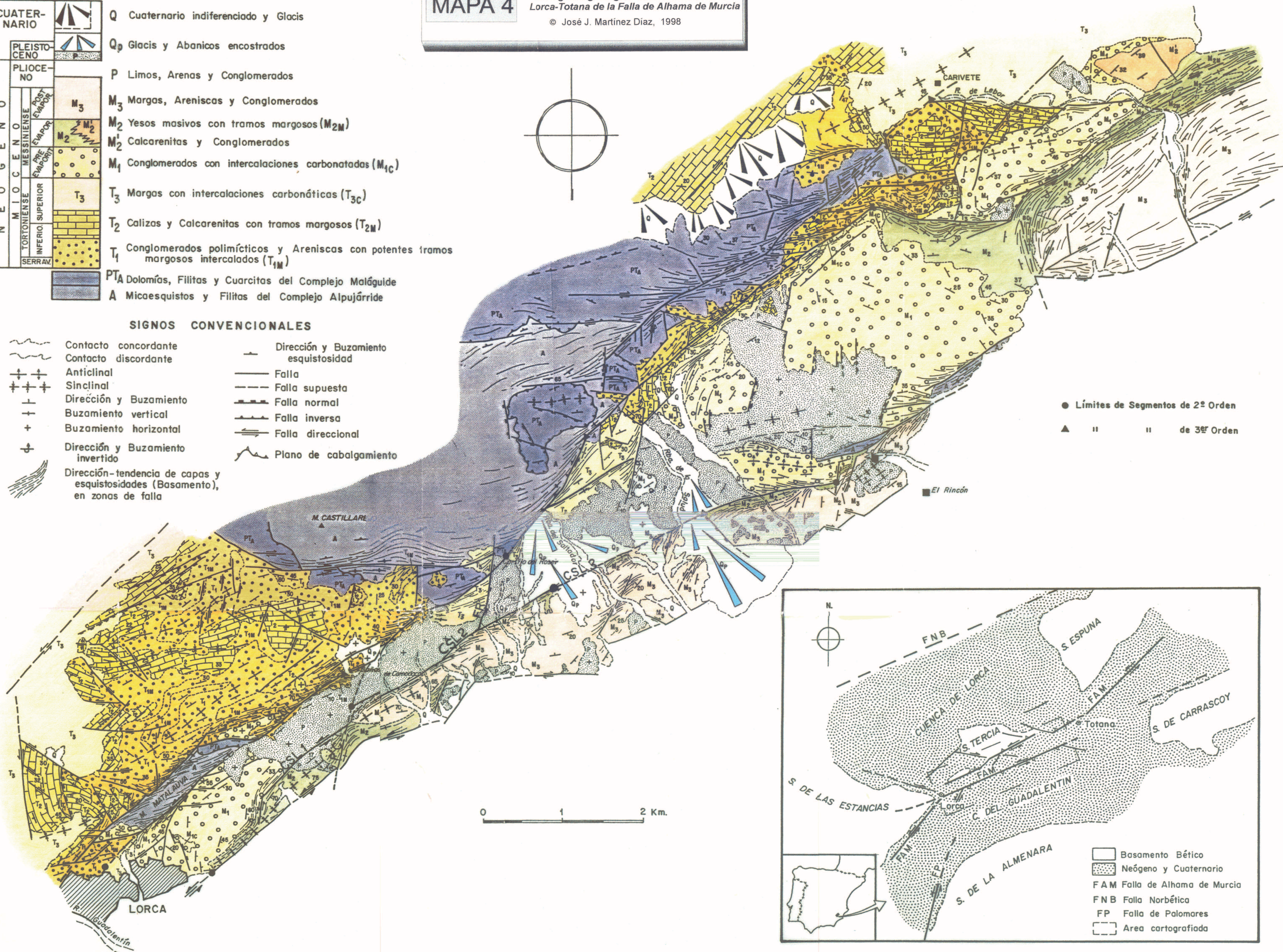
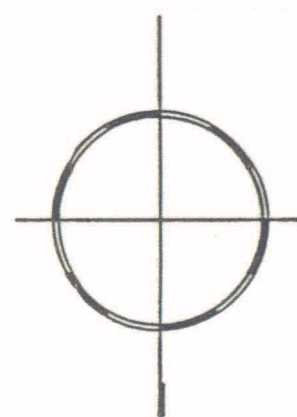
- Q Cuaternario indiferenciado y Glacis
- Q<sub>p</sub> Glacis y Abanicos encostrados
- P Limos, Arenas y Conglomerados
- M<sub>3</sub> Margas, Areniscas y Conglomerados
- M<sub>2</sub> Yesos masivos con tramos margosos (M<sub>2M</sub>)
- M<sub>2</sub><sup>1</sup> Calcarenitas y Conglomerados
- M<sub>1</sub> Conglomerados con intercalaciones carbonatadas (M<sub>1C</sub>)
- T<sub>3</sub> Margas con intercalaciones carbonáticas (T<sub>3C</sub>)
- T<sub>2</sub> Calizas y Calcarenitas con tramos margosos (T<sub>2M</sub>)
- T<sub>1</sub> Conglomerados polimícticos y Areniscas con potentes tramos margosos intercalados (T<sub>1M</sub>)
- PT<sub>A</sub> Dolomías, Filitas y Cuarzitas del Complejo Maláguide
- A Micasquistos y Filitas del Complejo Alpujárride

### SIGNOS CONVENCIONALES

- |       |   |     |                                      |
|-------|---|-----|--------------------------------------|
| ~~~~~ | Contacto concordante  | —   | Dirección y Buzamiento esquistosidad |
| ~~~~~ | Contacto discordante  | —   | Falla                                |
| +++   | Anticlinal  | --- | Falla supuesta                       |
| +++   | Sinclinal   | --- | Falla normal                         |
| +     | Dirección y Buzamiento  | --- | Falla inversa                        |
| +     | Buzamiento vertical   | --- | Falla direccional                    |
| +     | Buzamiento horizontal   | --- | Plano de cabalgamiento               |
| +     | Dirección y Buzamiento invertido  | --- |                                      |
| +     | Dirección-tendencia de capas y esquistosidades (Basamento), en zonas de falla | --- |                                      |

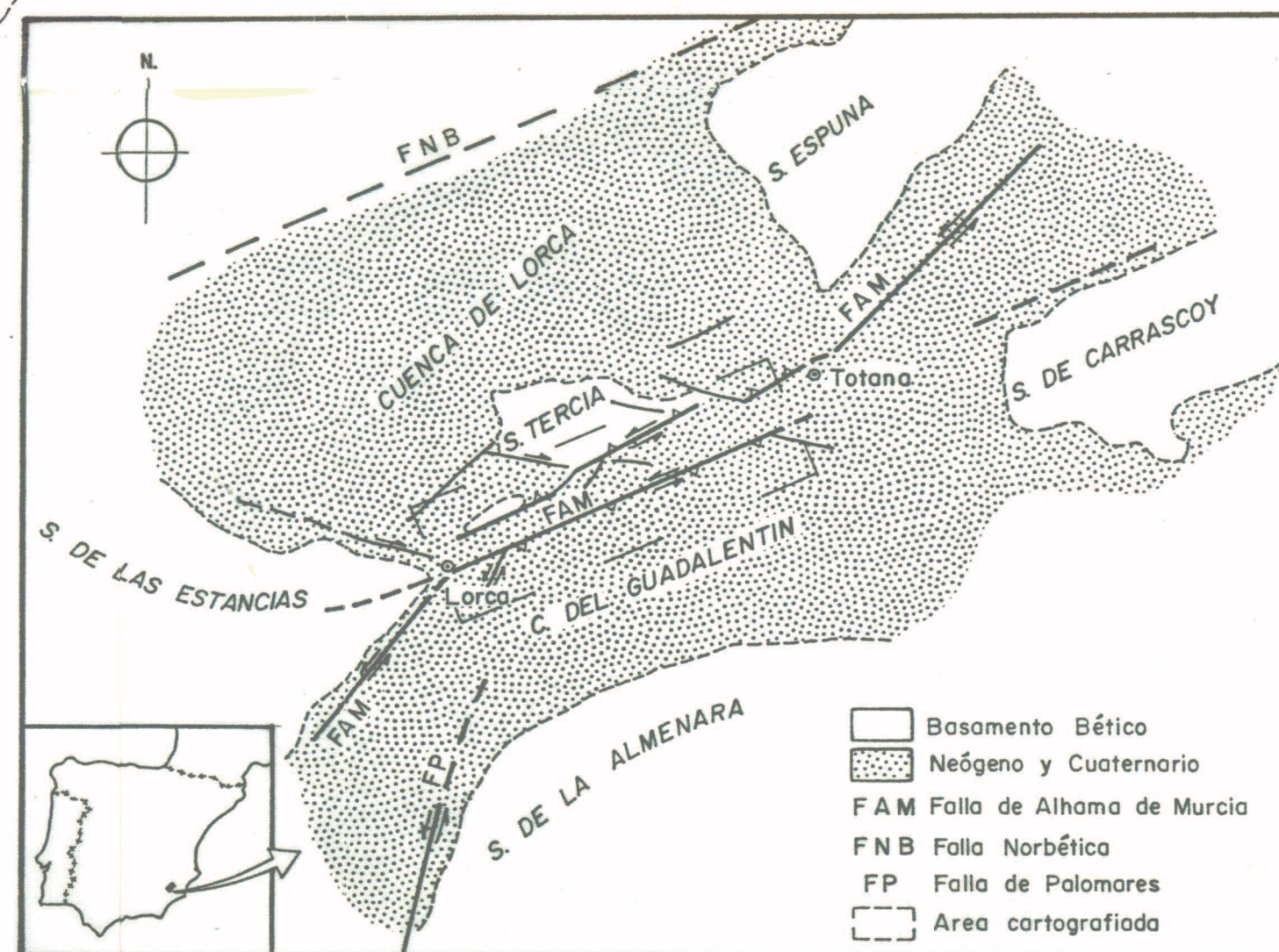
## MAPA 4

Cartografía geológica-estructural del sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia  
© José J. Martínez Díaz, 1998



● Límites de Segmentos de 2º Orden

▲ " " " de 3º Orden



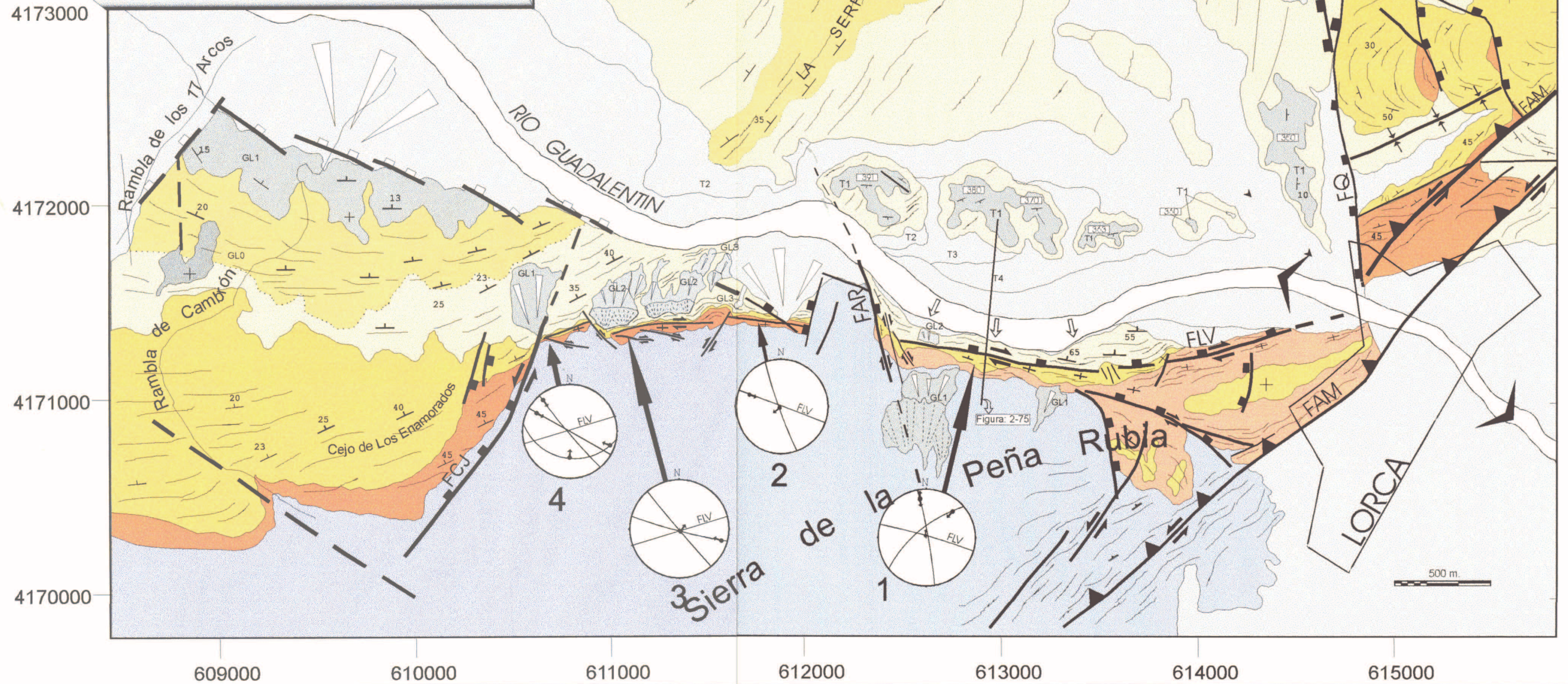
- Basamento Bético
- Neógeno y Cuaternario
- FAM Falla de Alhama de Murcia
- FNB Falla Norbética
- FP Falla de Palomares
- Area cartografiada



# MAPA 5

Cartografía geológica-estructural de la  
Falla de Las Viñas y su entorno

© José J. Martínez Díaz, 1998



CUATERNARIO	HOLOCENO	A	
		CL3	T3-T4
PLEISTOCENO	SUPERIOR	GL2	T5
	INTERMEDIO	GL1	T1-2
	INFERIOR	GL0	
ELIOCENO			

- MATERIALES**
- A: Depósitos de cauce del río Guadalentín.
  - GL: Superficies de glaciares y abanicos superpuestos.
  - T: Terrazas.
  - M3: Margas con un potente tramo yesífero (y) intercalado.
  - M2: Calcarenititas.
  - M1: Conglomerados, areniscas rojas y niveles margosos.
  - I: Dolomías y filitas violáceas. (Complejo Maláguide)

## SIMBOLOGIA

- Falla con actividad neotectónica
- Falla normal
- Falla con indicación del bloque hundido
- Falla inversa
- Falla con movimiento en dirección
- Falla probable o supuesta
- Capas horizontales
- Dirección y buzamiento de las capas
- Capas verticales
- Contacto normal o concordante
- Contacto discordante



- Sentido de migración de las terrazas y cauce del Río Guadalentín.
- Segmento con pendiente anómala en el perfil longitudinal del Río Guadalentín
- Cota topográfica máxima de los restos de la primera generación de terrazas.

## PROYECCIONES ESTEREOGRAFICAS

- Vector de deslizamiento en plano de falla obtenido a partir de estrias y fibras de calcita.

## FALLAS PRINCIPALES

- FAM: Falla de Alhama de Murcia.
- FLV: Falla de Las Viñas.
- FQ: Falla de los Quijales.
- FCJ: Falla del Cejo.
- FAR: Falla de los Aragones

